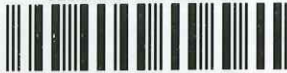


GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 031311 7

ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF CRISTALLIN
DU GRAND-CHATELARD (SAVOIE)

par

Nicole VATIN-PERIGNON

1963

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

ETUDE GEOLOGIQUE

DU MASSIF CRISTALLIN DU GRAND-CHATELARD (SAVOIE)

Par Nicole PARJADIS de LARIVIERE
VATIN PERIGNON

10146066

S O M M A I R E

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u>	
I - Situation géographique et géologique	1
II - Historique des travaux	4
III - Aperçu sur la couverture sédimentaire	9
 <u>PREMIERE PARTIE</u>	
LES DIFFERENTES UNITES PETROGRAPHIQUES	15
I - Les schistes cristallins de la bordure septentrionale	17
1°- Les formations micaschisteuses des Champagnes	18
2°- Les formations gneissiques du Bois de Grande Combe	21
3°- Les formations mylonitiques du pont de la Madeleine	23
II - Le granite du Rocheray-forêt du Sapey	25
1°- Les faciès pétrographiques du granite	29
2°- L'extrémité occidentale du massif granitique : les formations mylonitiques, clastiques et éruptives vertes du plateau des Chamossières	46
III - Les faciès de transition entre le granite du Rocheray-forêt du Sapey et les formations cristallophylliennes encaissantes	58
1°- La zone de Pontamafrey-pont d'Hermillon ..	60
2°- Le Promontoire de l'Echaillon de Saint-Jean de Maurienne	87
 <u>DEUXIEME PARTIE</u>	
TECTONIQUE DU MASSIF DU GRAND-CHATELARD	102
I - Orientation des différents accidents	102
1°- Direction NNE-SSW	102
2°- Direction NE-SW	103
3°- Directions NW-SE et NNW-SSE	103
4°- Autres directions	104

II	- Relations du socle et de sa couverture sédimentaire	105
	1°- Le flanc nord du massif	105
	2°- La bordure est	105
	3°- La bordure sud	106
	4°- La bordure ouest	113
III	- Age des accidents	114
	1°- Direction hercynienne	114
	2°- Directions alpines	116
IV	- Conséquences de l'orogénèse alpine	119
	1°- Plissement de la couverture et serrage des sédiments	119
	2°- Redressement du socle et de sa couvertu- re et déversement général vers le Nord- Ouest	121
	<u>CONCLUSION</u>	124
	Notice bibliographique	131

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
F. 38041 - GRENOBLE CEDEX
B.P. 53
Tel. 04 76 63 54 21 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: pialous@ujf-grenoble.fr

22 AOÛT 2003

TABLE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
Fig. 1 : Position géologique du massif du Grand-Châtelard	1
Fig. 2 : Les éperons cristallins de la rive droite de l'Arc dominant Pontamafrey et la corniche triasique de Montvernier. Coupe détaillée du Trias de Montvernier d'après M. GIGNOUX et L. MORET	9
Fig. 3 : Micrographie de micaschiste à biotite assez mylonitisé des Champagnes	18
Fig. 4 : Micrographie de gneiss à biotite un peu granitisé du Bois de Grande Combe	22
Fig. 5 : Micrographie de mylonite schisteuse du Pont de la Madeleine	24
Fig. 6 : Micrographie du granite à grain moyen du Rocheray-forêt du Sapey	32
Fig. 7 : Micrographie d'amphibolite schisteuse à biotite de la forêt du Sapey, au contact granite-amphibolites	37
Fig. 8 : Micrographie du granite hololeucocrate du ravin de Crève-Coeur	43
Fig. 9 : Micrographie de grès fin chloriteux du plateau des Chamossières	53
Fig. 10 : Micrographie du granite blanc à grain fin du plateau des Chamossières	56
Fig. 11 : Micrographie du faciès embréchitique oeilé de contamination de Pontamafrey	63
Fig. 12 : Micrographie du faciès granitique de contamination de la carrière de Pontamafrey ...	67
Fig. 13 : Micrographie d'amphibolite à texture gneissique de Notre-Dame du Chatel	75
Fig. 14 : Le Promontoire de l'Echaillon de Saint-Jean de Maurienne, versant méridional. Schéma des "écailles" cristallines et des "synclinaux" mésozoïques	89

Fig. 15	: Micrographie du faciès granitique de contamination de l'Echaillon de Saint-Jean-de Maurienne	94
Fig. 16	: Schéma structural du massif cristallin du Grand-Châtelard et de sa couverture sédimentaire	102
Fig. 17	: Coupe de la bordure méridionale du Grand-Châtelard du plateau des Chamossières à la vallée de l'Arc au niveau de Saint-Jean de Maurienne	107
Fig. 18	: Coupe du massif du Grand-Châtelard du versant droit de la vallée du Glandon au replat de Montvernier	113

POSITION GEOLOGIQUE DU MASSIF DU GRAND-CHATELARD

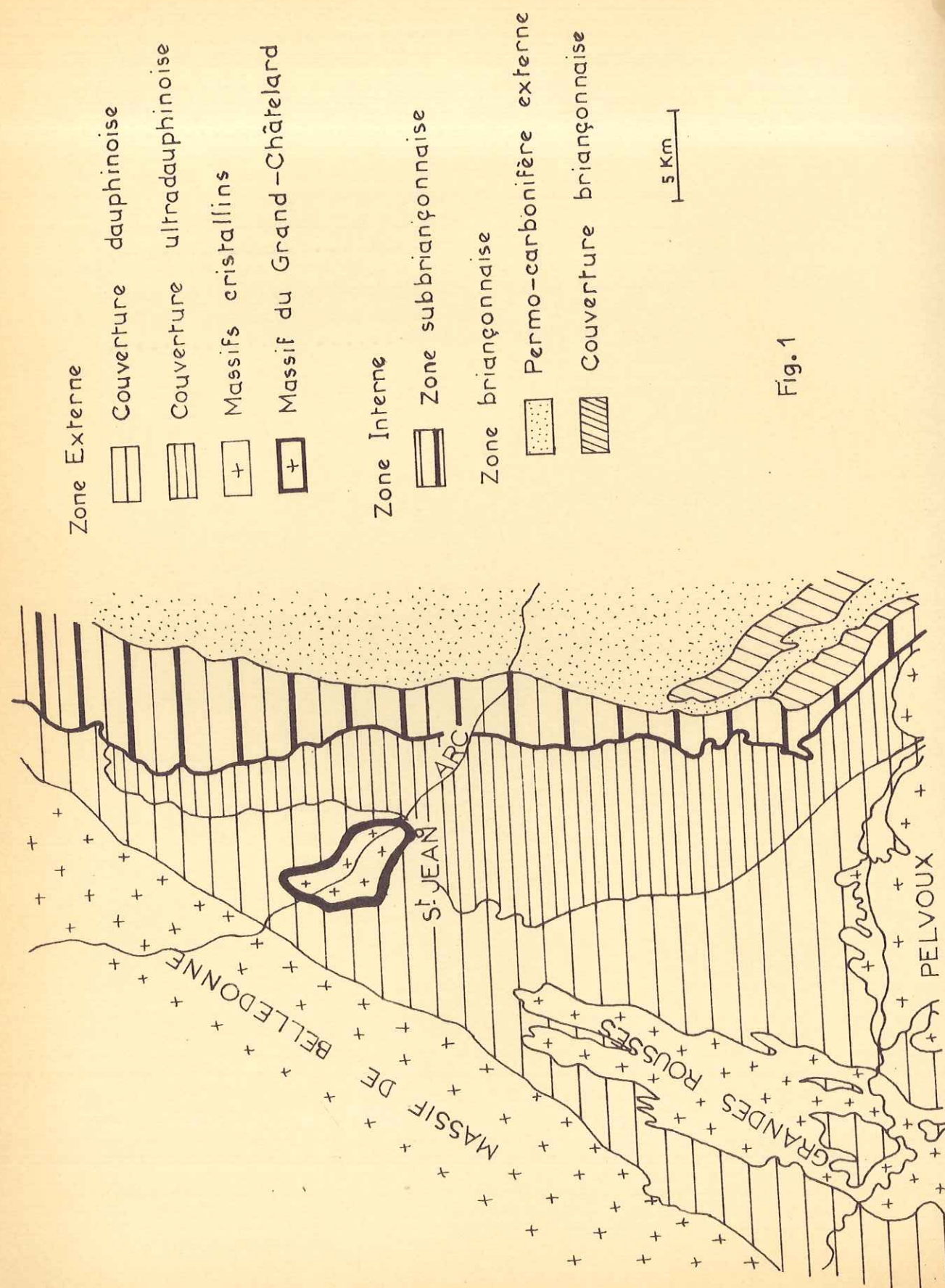


Fig. 1

INTRODUCTION

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le Massif du Grand-Châtelard (ou du Rocheray) Savoie - fait partie de l'ensemble cristallin de la zone externe des Alpes françaises (Fig. 1).

Il se présente comme une sorte de "dôme" étiré dans le sens Nord-Ouest/Sud-Est, entre SAINT-AVRE-LA-CHAMBRE au Nord et ST-JEAN-de-MAURIENNE au Sud, et s'étend sur une superficie inférieure à 50 km² (feuille 179 : St-Jean-de-Maurienne, de la carte géologique de France au 1/80.000e - Plans directeurs au 1/20.000e : St-Jean-de-Maurienne N° 2 et 3).

La vallée de l'Arc entaille très profondément le massif. Cette rivière a creusé, sur toute sa longueur, une étroite gorge appelée le "Défilé de PONTAMAFREY", reliant le bassin de Saint-Jean à celui de Saint-Avre. Deux petits affluents de sa rive droite dessinent très exactement les limites Nord et Sud de cette partie du massif. Le torrent de Nantuel creuse une puissante entaille en amont de Saint-Avre ; le torrent de Montandré rejoint l'Arc par un ravin étroit et pentu, en amont de Saint-Jean, à l'Echaillon.

En rive gauche, les limites du massif sont moins bien tranchées. Deux gros torrents, tributaires de l'Arc, dessinant de part et d'autre du Grand-Châtelard, les profondes vallées des Villards au Nord (où coule le Glandon) et des Arves au Sud (où coule l'Arvan), ont étalé d'importants cônes de déjection par-dessus les alluvions anciennes de l'Arc. Sur ces cônes, se sont bâties les villes de ST-JEAN-de-MAURIENNE au Sud et de SAINTE-MARIE-de-CUINES au Nord ; elles marquent les limites respectives du massif au niveau de l'Arc. Entre ces deux vallées torrentielles dirigées Sud-Ouest/Nord-Est, une ligne transversale tracée à partir de Saint-Jean (552 m.)

en direction du Nord-Ouest et passant par le village de Jarrier (1089 m.) et le col du Cochemin (1950 m.), puis re-descendant du col, en bifurquant vers le Nord, jusqu'à Sainte-Marie-de-Cuines (481 m.), longe toute la bordure occidentale du massif.

La limite orientale du Grand-Châtelard, parallèle au cours de l'Arc, passe 300 à 500 m. au-dessus de cette rivière, en bordure d'un replat correspondant à la base de la couverture sédimentaire. Ce replat, encombré de dépôts morainiques et d'éboulis, s'étend de Montandré à Nantuel ; il est jalonné par les villages du Chatel et de Montvernier.

Le bombement cristallin du Grand-Châtelard est, en quelque sorte, enchâssé dans les formations sédimentaires, principalement triasiques et liasiques, de la zone dauphinoise orientale.

Ces terrains tendres créent une dépression longitudinale dirigée Sud-Ouest/Nord-Est, vaste synclinal, le séparant au Nord, du massif cristallin de Belledonne. Au Sud, ces mêmes formations s'amincissent jusqu'à ne plus être, dans le ravin de Montandré, qu'une mince bande schisteuse de Lias séparant l'extrémité du massif (promontoire de l'Echaillon) des gypses de la base de la zone ultra-dauphinoise des Aiguilles d'Arves. Au Sud-Ouest, au contraire, une ligne de crêtes liasiques, jalonnée par des sommets sensiblement égaux en altitude, au point culminant du Grand-Châtelard (2144 m.) : Roche-Noire (2154^m) - Grand Tru (2209^m) - Têtes du Chaput (2032^m) - Tête du Bellard (2235^m) - Pierre du Turc (2295^m) - sépare les deux vallées parallèles des Arves et des Villards et rattache, entre les cols du Glandon (1908^m) et de la Croix-de-Fer (2068^m), le massif du Grand-Châtelard à l'extrémité septentrionale du massif cristallin des Grandes Rousses.

Le massif du Grand-Châtelard s'abaisse très rapidement au nord et à l'est et s'enfonce sous sa couverture sédimentaire, tandis que tout le long de sa bordure méridionale, Trias et Lias s'imbriquent assez profondément en écailles entre les lames cristallines.

A partir du point culminant, situé à l'extrémité occidentale du massif, la retombée du Grand-Châtelard est extrêmement rapide. Presque toute la surface du massif n'est en somme, qu'une très forte pente tournée vers l'Est. De grands escarpements déchiquetés forment, en éventail, d'immenses cônes d'éboulis, tandis qu'ailleurs, une succession de crêtes moutonnées, précédant une forêt inclinée, se terminent par des parois abruptes surplombant l'Arc.

La partie du massif située en rive droite de l'Arc a une topographie assez différente : une unique falaise verticale, au centre, passe à ses extrémités à une série de gradins plus ou moins érodés. Les affleurements triasiques, discordants sur le cristallin, couronnent cette falaise d'une corniche surplombante.

L'érosion glaciaire, jointe au creusement du lit de l'Arc dans ces roches résistantes, ont grandement contribué à modeler la physionomie actuelle du massif et à rendre plus frappant encore le contraste de sa brusque apparition au travers de sa couverture sédimentaire, plus tendre, ravinée par l'érosion torrentielle.

II - HISTORIQUE des TRAVAUX

Le massif cristallin du Rocheray est mentionné dans divers travaux de Ch. LORY sur les Alpes Occidentales. Il n'en fait nulle part une étude complète, mais signale seulement la présence de terrains primitifs : schistes sériciteux et gneiss.

Ce n'est qu'en 1861, lors d'une réunion de la SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE à Saint-Jean-de-Maurienne, que cet auteur donne une description détaillée du promontoire de l'Echaillon : schistes cristallins, gneiss et protogine entremêlés d'assises triasiques, mais sans toutefois en élucider entièrement la structure. Il imagine "un paquet de schistes amphiboliques" ayant "glissé" sur les schistes du Lias, au voisinage de la "grande faille qui forme la limite orientale de la première zone alpine". Il considère le promontoire comme le prolongement de la montagne du Rocheray, elle-même paraissant être la "continuation de la chaîne des Grandes-Rousses en Oisans".

En 1866, Ch. LORY et P. VALLET, reprenant l'étude du promontoire de l'Echaillon et découvrant des Belemnites et des Ammonites dans les bancs calcaires intercalés dans les schistes cristallins, les attribuent globalement au Lias.

Ch. LORY et P. VALLET publient, en 1869, une carte géologique du département de la Savoie. Ils notent qu'entre Saint-Avre et Saint-Jean-de-Maurienne, la rive droite de l'Arc est formée de schistes anciens (Y) plus ou moins cristallins : schistes chloriteux, talqueux, micacés, avec des intercalations à Hermillon et à l'Echaillon de granites divers (Z'), passant aux gneiss et que toute la montagne du Châtelard est formée de gneiss (Y') chloriteux, micacés et amphiboliques.

Revenant en 1878 sur l'idée du Rocheray, prolongement des Grandes-Rousses, Ch. LORY lui applique ses vues sur la technique alpine et conclut que cette réapparition du socle a

été évidemment provoquée par la cassure transversale qui a produit la cluse dans laquelle coule l'Arc.

Il faut attendre 1895, la première édition de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80.000e, pour avoir plus de précisions sur les formations géologiques du massif, dont les relevés sont dûs à W. KILIAN.

La partie septentrionale est occupée par des schistes granitisés avec filons de granulite, coupés d'une bande de schistes sériciteux - la partie centrale et le promontoire de l'Echaillon sont des gneiss amphiboliques - le granite avec des filons de granulite occupe la bordure méridionale.

P. TERMIER (1896) déduit de l'allure du faisceau de plis parallèles hercyniens des massifs du Pelvoux et des Grandes-Rousses, l'existence hypothétique de plis orthogonaux occasionnant des surélévations locales et suppose que c'est à une de ces "ondes transversales" que le massif du Grand-Châtelard devrait son apparition dans le prolongement de l'anticlinal des Grandes-Rousses.

Quelques années plus tard (1902), il note que "le petit massif cristallin du Rocheray appartient certainement au prolongement septentrional du bord ouest du Pelvoux".

A la même époque, M. LUGEON (1901) expliquant l'origine des vallées transversales alpines, en reprenant l'idée des plis transversaux, remarque que la vallée de l'Arc coïncide avec un abaissement notable des plis, sauf lorsqu'elle traverse le massif du Rocheray. Il attribue cette exception à l'existence, au Rocheray, d'une surface structurale distincte de celle que l'on voit maintenant.

Ce n'est que quelques années plus tard que W. KILIAN et J. REVIL (1904) donnent, dans le cadre d'études géologiques dans les Alpes françaises, la première et seule description très détaillée du massif du Grand-Châtelard.

Ils reconnaissent, en remontant la rive droite de

.....

l'Arc, dans le défilé de Pontamafrey, des micaschistes et schistes sériciteux passant, au Chatel, à des amphibolites surmontant des assises plus granitiques et se poursuivant, par delà Hermillon, par des gneiss amphiboliques.

En rive gauche, la montagne du Châtelard leur paraît formée au Nord de gneiss granulitiques et schistes granitisés, au Sud de gneiss amphiboliques et granite à filons d'aplite.

Ils reprennent l'étude, déjà faite par Ch. LORY, du promontoire de l'Echaillon et précisent que "les gneiss, granite et arkoses forment, sur une étendue relativement restreinte, deux synclinaux et deux anticlinaux" renfermant des lambeaux triasiques et liasiques.

Ils attachent un intérêt tout particulier à la couverture sédimentaire du massif, découvrant une coulée de spilite à Montvernier, un lambeau étiré de houiller (découverte de P. TERMIER, mais signalée par eux) sur la bordure nord-ouest du Grand-Châtelard, des brèches calcaires sur la bordure sud et détaillant la stratigraphie du Trias et du Lias.

C'est à eux que revient la première interprétation des phénomènes affectant le massif. Pour eux, le métamorphisme des terrains du Rocheray s'est produit avant le houiller, en deux phases distinctes : une première venue granitique a "rebrassé" les schistes, une deuxième venue, de deux âges différents, a donné les filons de granulite et de microgranite.

Ces terrains métamorphisés ont été, ensuite, recouverts par "un manteau continu de grès anthracifères" qui a à peu près totalement disparu avant le Trias, par suite de l'érosion et des étirements mécaniques. A la même époque, ces roches métamorphisées ont été affectées par les plissements hercyniens qui ont laissé leur marque sous forme d'accidents Sud-Ouest/Nord-Est. Puis, ils ont été entièrement recouverts par les dépôts du Trias et du Lias.

La tectonique alpine fait resurgir, à travers les

sédiments, le noyau cristallin et provoque des laminages et des étirements aussi bien dans les schistes métamorphisés que dans leur couverture sédimentaire.

L'érosion dessine ensuite la future vallée de l'Arc et bien plus tard, cette rivière achève de mettre à nu les roches cristallines.

En 1913, J. REVIL explique la minéralisation des calcaires triasiques de la couverture du Grand-Châtelard par des phénomènes de métasomatose.

M. GIGNOUX et L. MORET (1931) font une coupe détaillée du Trias de Montvernier et pensent que l'écaillage de la bordure sud du promontoire de l'Echaillon est due à la tectonique cassante alpine, tandis que le reste du massif aurait été épargné par les plissements alpins.

Replaçant le Rocheray dans le cadre des Alpes, il leur apparaît dans une situation tectonique analogue à celle du massif du Mont-Blanc.

En 1941, R. PERRIN et M. ROUBAULT, à propos du spilite de Montvernier, posent le problème de son origine, éruptive ou métamorphique, sans arriver à une conclusion nettement tranchée.

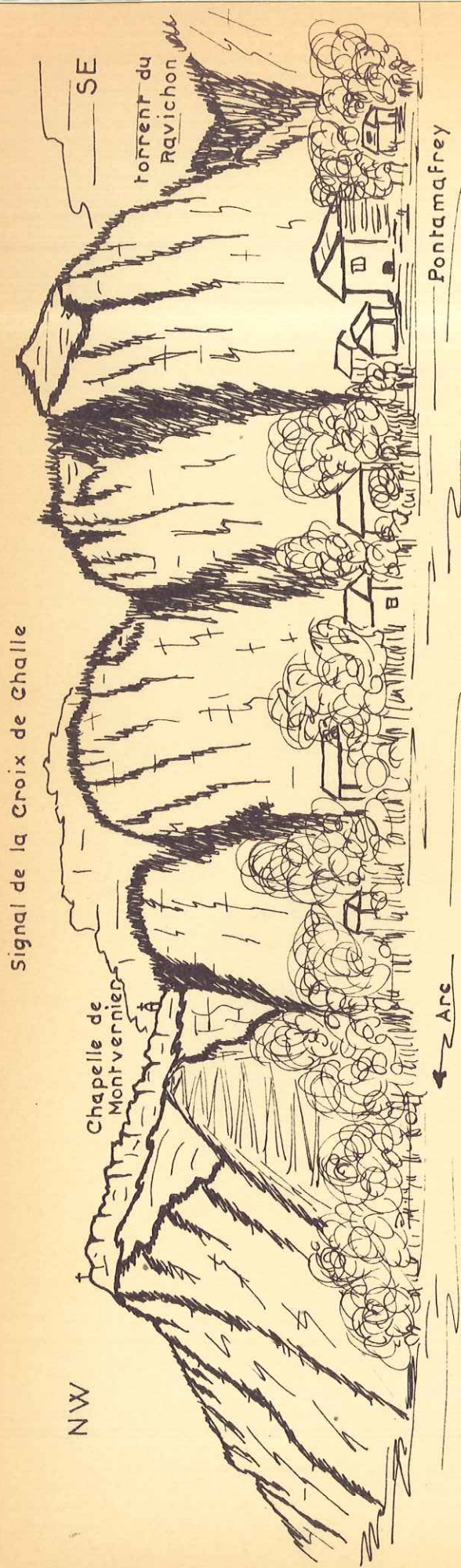
En 1944, R. BARBIER découvre des calcaires à petites Nummulites, aux environs de Montvernier, dans la couverture directe du massif cristallin et note, la même année, que les brèches calcaires de cette couverture n'appartiennent pas au Lias inférieur, comme le pensait W. KILLIAN, parce qu'il y a lacune de ce niveau, mais qu'elles sont situées à la base de la transgression du Lias moyen.

Deux ans plus tard (1946), cet auteur signale que la grande falaise dominant le Chatel et Montvernier, est formée de calcaires, schistes et grès nummulitiques et non du Lias inférieur, et que des galets de roches cristallines semblant appartenir au Grand-Châtelard, se retrouvent dans les conglomérats de la base du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Il en conclut que "ce massif formait rivage au moment de la formation de ces conglomérats" et qu'il appartient, paléogéographiquement, à l'époque nummulitique, à la même zone que le massif du Pelvoux.

R. FRIDMAN (1954) donne quelques précisions sur les affleurements de la couverture sédimentaire et la nature du cristallin de la partie du massif située au sud-ouest et au sud, et note que les accidents principaux sont SSW-NNE.

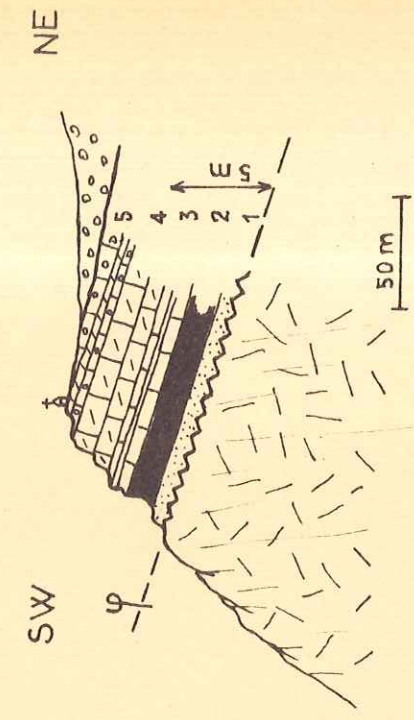
o o o



LES EPERONS CRISTALLINS DE LA RIVE DROITE DE L'ARC
dominant Pontamafrey et la corniche triasique de Montvernier

Au-dessus de facies granitiques de contamination
reposent en discordance (φ) :

- 1 Grès arkosiques
- 2 Formations volcaniques :
brèche cinéritique à ciment d'arkose
rufs schistoux verts
fragments cinéritiques pris dans du calcaire
- 3 Calcaires dolomitiques et schistes jaunes
- 4 Calcaires "capucin"
- 5 Calcaires à silex noirs et dolomies claires



Coupe détaillée du Trias de Montvernier
d'après M. Gignoux et L. Moret

Fig. 2

III - APERÇU SUR LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

La couverture sédimentaire du massif du Grand-Châtelard appartient uniquement à la zone dauphinoise orientale. Elle est représentée, visiblement, par le Trias, le Lias et le Nummulitique.

Malgré de nombreuses recherches, je n'ai pu retrouver la bande étroite de grès houillers signalée aux environs du Replat (W. Kilian et J. Revil - 1904 - T. 2 - P. 72) sur le versant nord-ouest du massif et mentionnée sur la carte géologique au 1/80.000e, feuille 179 de Saint-Jean-de-Maurienne. A cet endroit, les micaschistes granitisés voisinent avec des éboulis de calcaires bréchiques et de cargneules du Trias, ainsi qu'avec des schistes noirs liasiques, mais aucun autre affleurement n'est visible. Cet unique petit lambeau de houiller dans la couverture du massif témoigne, de toute manière, de l'intense érosion antétriasique et, s'il avait été encore visible sous la végétation, il aurait permis, en le datant, de savoir si le synclinal stéphanien du massif des Grandes-Rousses se prolongeait bien jusqu'ici. Nos connaissances actuelles empêchent, malheureusement, de formuler une opinion valable.

LE TRIAS

Il est transgressif sur le socle hercynien et débute, sur la bordure orientale du massif, spécialement à la hauteur de la Chapelle de Montvernier (Fig. 2), par des grès arkosiques représentant peut-être le Trias inférieur. Ce sont des roches très cristallines, grises, où les petits grains de quartz détritique sont toujours bien visibles. Ces arkoses de base se poursuivent sur toute la bordure est. Elles existent au Promontoire de l'Echaillon, mais peuvent être très laminées et alors difficilement reconnaissables, lorsqu'elles sont pinçées, à la base des "synclinaux" sédimentaires, entre les lames granitiques.

Les arkoses rencontrées au sud du massif, vers les chalets de la Balme, sont assez différentes et beaucoup plus

grossières qu'à Montvernier. Au plateau des Chamossières, la base du Trias difficilement séparable du cristallin est représentée par des grès riches en mica, mêlés à des formations volcano-détritiques. En bordure de la forêt du Sapey, à Loulla, ce ne sont plus des arkoses mais des calcaires spathiques noirs que l'on trouve en premier au-dessus du cristallin.

En-dessous du replat, sur le versant occidental, ces mêmes calcaires noirs peuvent contenir quelques filonnets minéralisés.

Viennent ensuite, à Montvernier, des cinérites et tufs spilitiques verts, que l'on suit, au nord, jusqu'à Montbrunal. La position stratigraphique de ces formations volcaniques, immédiatement au-dessus des arkoses, est un peu aberrante. En effet, que ce soit sur le pourtour du massif du Pelvoux (J.L. Tane, 1962) ou sur celui des Grandes-Rousses (M. Bornuat 1962), ou même simplement sur la bordure méridionale du Grand-Châtelard, les niveaux spilitiques sont toujours intercalés beaucoup plus haut dans la série triasique.

Sur le versant sud du massif, de Loulla au col du Cochemin, les tufs associés aux brèches spilitiques à ciment calcaire et aux coulées de spilites sont, soit intercalés entre les calcaires spathiques noirs et les calcaires capucin, soit superposés le plus généralement à ces derniers. Les accidents de sédimentation et l'érosion ne conservant que des lambeaux de Trias sur cette bordure du massif, il n'est pas rare non plus de voir les spilites directement en contact avec le cristallin.

Le Trias de Montvernier se poursuit par des dolomies et schistes jaunes, puis par des calcaires dolomitiques à patine capucin qui, par analogie avec les faciès de la bordure nord du massif du Pelvoux décrits par R. Barbier (1956), appartiennent probablement au Trias moyen.

On retrouve ces calcaires dolomitiques pincés

.....

dans les "écaillés" de l'Echaillon. Au Grand-Châtelard, ils forment une bande à peu près continue, reposant parfois directement sur le granite, tout le long de la bordure sud. La base de ces calcaires dolomitiques est souvent bréchique : brèche monogénique de remaniement sous-marin, où ciment et éléments bréchiques ont la même nature.

Les calcaires dolomitiques eux-mêmes, gris-bleu sur la cassure, sont roux en surface : coloration qui peut être due à la pyrite.

Les calcaires à silex noirs et bancs de dolomie claire terminent la série triasique visible de Montvernier ; le reste étant, en majeure partie, caché par les moraines.

Les derniers termes du Trias supérieur apparaissent dans le vallon de Nantuel, près de Saint-Avre, au-dessus des calcaires apathiques noirs et des dolomies minéralisées en contact avec le cristallin. Ce sont des cargneules et des schistes verts déterminés comme argilites par R. BARBIER (1954). Ils témoignent d'un épisode probablement lagunaire à la fin du Trias.

Le gypse et l'anhydrite, normalement inférieurs aux argilites, sont bien développés aux carrières de l'Echapour, au sud du ravin de Nantuel, au-dessus de grès quartzeux et de schistes jaunes (W. KILLIAN et J. REVIL - 1904 - t. 2 - p. 362) et où ils ont été exploités.

Le Trias supérieur n'apparaît que très localement, de l'autre côté de l'Arc, sur le Grand-Châtelard. On rencontre quelques minces lambeaux de gypse au niveau du chalet de Plan Drait, au sud, et des éboulis de cargneules au nord, le long de la nouvelle route de La Palud au Mont et au Replat.

Tous les termes du Trias sont peut-être représentés dans la couverture du massif, mais nulle part cette série n'est complète. On note, en outre, d'importantes variations d'épaisseur et des lacunes pouvant englober un ou plusieurs termes de la série. R. BARBIER (1962) met en doute l'existence même du Trias inférieur de cette couverture, sans pour autant l'affirmer catégoriquement.

Les causes de ces variations doivent être multiples. La sédimentation triasique devait être assez irrégulière sur le Grand-Châtelard. L'érosion, avant le dépôt du Lias moyen, puis les plissements alpins ont contribué, surtout pour la partie du massif située au sud de l'Arc, à enlever une grande partie de la couverture triasique et à ne laisser subsister que des formations discontinues, accrochées au socle, ou pincées en lames dans le cristallin.

LE LIAS

Il est visible sur la grande majorité du pourtour du massif, mais au niveau des villages du Chatel et de Montvernier, sur la rive droite de l'Arc, ainsi que sur le versant du massif dominant la vallée des Villards, il peut être parfois en partie masqué par les formations morainiques et les éboulis.

La couverture liasique du Grand-Châtelard forme une série incomplète dont R. BARBIER (1944 b) donne la coupe suivante :

- Absence de Lias inférieur calcaire ;
- Transgression du Lias moyen avec, de bas en haut :
 - des brèches calcaires ou plus ou moins gréseuses, où dominent les fragments de dolomies triasiques : 0 à 3 m.
 - des calcaires gris en gros bancs, à patine claire, avec de nombreuses Bélemnites : 20 m.
 - des calcschistes gris à patine claire : 30 m.
- Puis viennent les schistes noirs très épais du Lias supérieur.

Les grès et brèches à ciment calcaires et à éléments de Trias ou de granite, de même que les calcaires à Bélemnites, peuvent être directement transgressifs sur le cristallin ou sur les calcaires dolomitiques du Trias, le long de la bordure méridionale du Grand-Châtelard. Il sont bien

visibles sur le chemin, avant d'arriver aux chalets de la Balme. A l'Echaillon, ces brèches sont pincées, avec des schistes noirs du Lias supérieur, entre les lames écrasées du granite.

On retrouve encore des lambeaux de grès du Lias moyen aux environs des chalets de Plan-Pra et en-dessous des chalets de Luliette, sur le versant des Villards.

Les schistes du Lias supérieur sont, le plus souvent, très noirs, mais aussi parfois teintés par les oxydes de fer. Ils sont ardoisiers et contiennent des nodules calcaires. On les retrouve, sur une grande épaisseur, à peu près partout autour du massif, mais à l'encontre du Trias, ils sont très développés dans la partie ouest du massif.

Après l'émersion complète du Grand-Châtelard pendant toute la période du dépôt des calcaires du Lias inférieur, la mer liasique s'installe au Lias moyen et s'approfondit de plus en plus pour donner au Lias supérieur un faciès schisteux épais et monotone.

LE NUMMULITIQUE

Découvert pour la première fois par R. BARBIER (1944 a) aux environs de Montvernier, l'auteur en donne la description suivante :

" ce sont des calcaires gris à patine très claire,
" bleutée, en gros bancs ou en dalles, et alternant par place avec des calcschistes de même
" allure ; les surfaces altérées montrent de nombreuses petites nummulites noires".

L'auteur rattache, plus tard (1946), au Nummulitique, toute la falaise dominant la bordure est du massif cristallin, en notant que malgré la liaison étroite des calcaires gris clair, schistes gris et noirs, calcaires gréseux et grès ne

permettant pas une stratigraphie précise, il est cependant possible d'admettre, avec vraisemblance, "que l'on a affaire à une sorte de "trilogie priabonienne" : calcaires à petites Nummulites, Flysch noir schisteux, Flysch gréseux".

Quant aux "quartzites de Montandré", au-dessus de l'Echaillon, attribués autrefois au Trias, ce sont de même pour cet auteur "des grès nummulitiques laminés et recristallisés" (1954).

Il est à remarquer que si le Nummulitique est très développé sur la bordure Est du Grand-Châtelard, il n'apparaît nulle part à l'Ouest de l'Arc.

Il faut noter, enfin, que les dépôts morainiques, très abondants sur le replat du Chatel-Montvernier, ainsi qu'au sommet du promontoire de l'Echaillon, parsèment également une grande surface de la forêt du Sapey.

Quant aux éboulis et cônes de déjection torrentiels, ils encombrent de leurs formations et sur une grande épaisseur, la vallée de l'Arc, se mêlant aux alluvions anciennes et récentes de cette rivière.

PREMIERE PARTIE

LES DIFFERENTES UNITES PETROGRAPHIQUES

Les différents faciès pétrographiques du massif du Grand-Châtelard peuvent se diviser en trois unités distinctes, sans toutefois arriver à tracer rigoureusement leurs limites.

Au Nord, subsiste l'ancienne série cristallophyllienne gneissique et micaschisteuse, peu granitisée, mais très écrasée.

Au centre du massif et sur sa bordure Sud, dominent les différents faciès du granite du Rocheray - forêt du Sapey.

A l'Est, apparaissent les faciès de contamination de ce granite.

Les gneiss et micaschistes de la bordure Nord sont séparés du granite du Rocheray et de ses faciès de contamination par une importante zone mylonitique qui traverse tout le massif du Sud-Ouest au Nord-Est et passe au niveau du Pont de la Madeleine.

Le granite du Rocheray - forêt du Sapey - est isolé sur la rive gauche de l'Arc. Il est en contact, seulement sur une infime partie de son étendue, avec les amphibolites injectées de granite.

Du Pont de la Madeleine à l'Echaillon, la bordure orientale du massif a été le plus affectée par le voisinage du granite. Elle correspond à d'anciens gneiss à biotite et gneiss amphiboliques qui ont acquis, par contamination, des faciès anatexiques et granitiques. Ils sont isolés du granite du Rocheray par la vallée de l'Arc.

La topographie particulière de ce massif, coupé en deux parties très inégales par l'Arc, joue contre l'étude des rapports les plus intéressants existant entre le granite du

Rocheray et sa bordure la plus contaminée, puisque la majeure partie de ce contact doit normalement se faire sous la plaine alluviale de l'Arc.

LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE

La "bordure septentrionale" du massif du Grand-Châtelard s'étend, en réalité, sur une assez large zone couvrant l'extrémité du massif située au Nord de la bande mylonitique Montagne du Failly - Pont de la Madeleine.

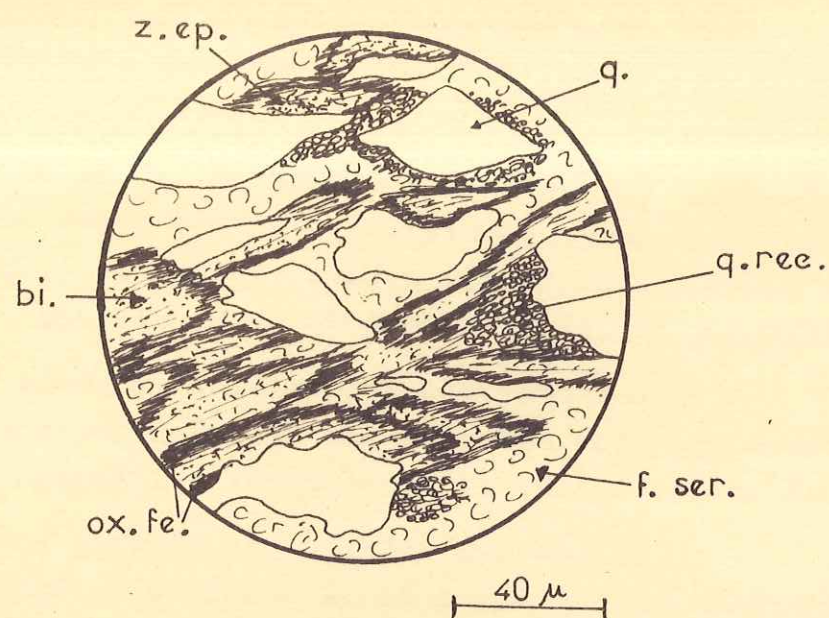
Les schistes cristallins de cette bordure ont été beaucoup moins affectés par la granitisation que ceux situés à l'Est de l'Arc, de Pontamafrey à l'Echaillon.

Malgré les difficultés d'étude sur le terrain : versants Est et Ouest de la Montagne du Failly sont à peu près inabordables en raison de la pente très forte couverte de forêt et d'éboulis, et malgré la granitisation, on peut cependant reconnaître une dominante micaschisteuse au niveau des Champagnes, sur la rive gauche de l'Arc, et une dominante gneissique, de l'autre côté, dans le Bois de Grande Combe. Ces formations cristallophylliennes ont été contaminées par le granite du Rocheray, de la même manière que l'ensemble du massif, mais ici, la granitisation diminue d'intensité à mesure que l'on s'éloigne du granite et il est possible de rencontrer des faciès d'allure vraiment micaschisteuse ou gneissique, à l'extrême limite nord du Grand-Châtelard.

Le contact de ces formations avec le granite du Rocheray, forêt du Sapey, ou avec les faciès très contaminés de Pontamafrey, se fait par l'intermédiaire d'une zone de broyage et de mylonitisation intenses, caractérisant l'un des accidents principaux du massifs.

L'étude pétrographique de la bordure septentrionale comporte donc trois parties :

.....



MICROGRAPHIE DE MICASCHISTE A BIOTITE ASSEZ MYLONITISE
DES CHAMPAGNES

- q : quartz à extinction roulante
 q. rec. : quartz de recristallisation
 bi : biotites étirées et chloritisées
 z. ep. : granules de zoïsite et d'épidote
 ox. fe. : trainées d'oxyde de fer
 f. ser. : fond très séricitisé

Fig. 3

- 1°- Les formations micaschisteuses des Champagnes ;
 2°- Les formations gneissiques du bois de Grande Combe ;
 3°- Les faciès mylonitiques du Pont de la Madeleine.

1°- LES FORMATIONS MICASCHISTEUSES DES CHAMPAGNES

Elles sont surtout bien visibles au niveau de l'éperon rocheux séparant le village du Mont à l'Ouest de celui des Champagnes à l'Est, et supportant la tour en ruines du Chatel André. Ces micaschistes ont une direction N 15 E et des pendages d'environ 55° vers le Sud-Est.

Les micaschistes mylonitisés

Extérieurement, ce sont des roches d'aspect franchement micaschisteux malgré une légère granitisation. Elles sont écrasées mais leur allure ne laisse tout de même pas soupçonner le degré de mylonitisation apparent en lame mince.

Leur composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Séricite, phengite
Biotite chloritisée	Epidote, zoïsite, apatite
Rares feldspaths séricitisés	Oxyde de fer, purite.

La texture schisteuse est très nettement accentuée par la mylonitisation.

Le fond de la roche est, en général, une purée séricitique avec de très nombreuses zones de recristallisation de quartz et d'importantes trainées d'oxyde de fer.

Les minéraux sont tordus, cataclasés, surtout le quartz qui est très abondant.

Il ne reste souvent que des fantômes de biotite. Ce mica est presque entièrement transformé en chlorite et oxyde de fer, et recouvert de granules d'épidote et de zoïsite (Fig. 3).

Cette description ne correspond donc pas à de véritables micaschistes, mais à des mylonites de micaschistes.

A un seul endroit, sous le Chatel André, il est

.....

possible de rencontrer des micaschistes riches en petites paillettes de biotite et paraissant à peu près intacts. Là encore pourtant, l'étude microscopique révèle un fort degré de mylonitisation.

La structure est granolépidoïdblastique.

Une trame serrée de biotites encore pléochroïques et de séricite isole un fond de quartz grenu entièrement recristallisé.

Des grains clastiques de quartz plus anciens sont enrobés dans cette pâte.

L'écrasement de cette zone micaschisteuse est donc beaucoup plus intense qu'il n'en paraît de prime abord.

Les gneiss cataclastiques, faiblement granitisés

Immédiatement après les micaschistes, en remontant le cours de l'Arc sur sa rive gauche, on rencontre des roches d'aspect gneissique, un peu granitisées. On les retrouve également sur le versant occidental de l'éperon rocheux, au niveau du Mont et jusqu'au Replat.

Ce sont, en effet, des gneiss légèrement granitisés, dont la composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Biotite chloritisée
Albite-oligoclase séricitisée	Séricite, phengite
Myrmékite	Epidote, zoïsite, zircon
Microcline perthitique	Calcite, oxyde de fer, apatite

L'ancienne structure granolépidoïdblastique est assez déformée par l'intrusion dans la trame du microcline secondaire et du quartz. La cataclase achève de détruire l'ensemble.

La recristallisation du quartz est importante. Elle s'accompagne de l'envahissement de la roche par un réseau de séricite, chlorite, calcite et oxyde de fer.

Les biotites sont étirées, chloritisées et ferrugineuses. Les plagioclases séricitisés sont brisés et montrent des mâcles flexueuses.

Seul le microcline, assez bien développé, est frais et s'insinue entre les minéraux, ce qui rend son contraste avec les minéraux plus anciens, encore plus frappant.

Il est rare cependant de rencontrer dans cette partie du massif des roches ayant subi une feldspathisation secondaire

diffuse. Elles sont, en général, envahies par le quartz de recristallisation et leur allure très schisteuse en lame mince n'est donnée que par leur écrasement.

Dans tous ces gneiss, l'image microscopique la plus fréquente est, à peu de chose près, celle-ci :

Une trame sériciteuse, chloriteuse, ferrugineuse, englobant des restes de biotite, sépare des plages complètement séricitisées de feldspaths probablement, et d'autres de quartz.

Ces minéraux sont, de plus cloisonnés par les recristallisations de quartz.

Les mylonites de gneiss ou de micaschistes

Elles occupent la presque totalité du versant du massif dominant la vallée des Villards, ainsi qu'une partie de la montagne du Failly. Entre le village du Mont et le Replat, ces roches sont en contact, sur une faible étendue, avec les calcaires spathiques noirs du Trias, traversés par des filonnets minéralisés, dirigés N 20° avec un pendage de 75° vers le SE.

L'aspect de ces mylonites est toujours schisteux et au microscope, elles ne montrent qu'un fond sériciteux indéterminable, laissant en de nombreux endroits, la place au quartz de recristallisation.

Il reste les trace des anciens lits biotiques, déformés par la chlorite et la séricite.

Dans certaines lames, il est possible de distinguer encore quelques feldspaths, dans d'autres, le fond sériciteux est si dense que toute diagnose s'avère impossible.

Il faut signaler encore, sur le versant ouest du Grand-Châtelard des brèches cristallines au niveau du Replat.

La mésostase est composée uniquement de quartz recristallisé. Les éléments bréchiques, cimentés par ce fond, sont en majeure partie du quartz et des plagioclases, en moins grande quantité du microcline. On reconnaît encore quelques îlot chloritisés de biotite.

La distinction entre la zone micaschisteuse des

Champagnes et les mylonites de schistes cristallins en contact avec le granite du Rocheray n'est, somme toute, qu'arbitraire. Nous venons de voir que, même les roches qui en masse paraissent être typiquement des micaschistes ou des gneiss, sont en réalité des mylonites des unes ou des autres. Néanmoins, à l'oeil nu, il existe une différence entre toutes ces mylonites. Aux Champagnes, ce sont des roches grises très quartzueuses, alors qu'ailleurs, elles tendent vers ce que l'on peut appeler un faciès schisteux à séricité.

2°- LES FORMATIONS GNEISSIQUES DU BOIS DE GRANDE COMBE

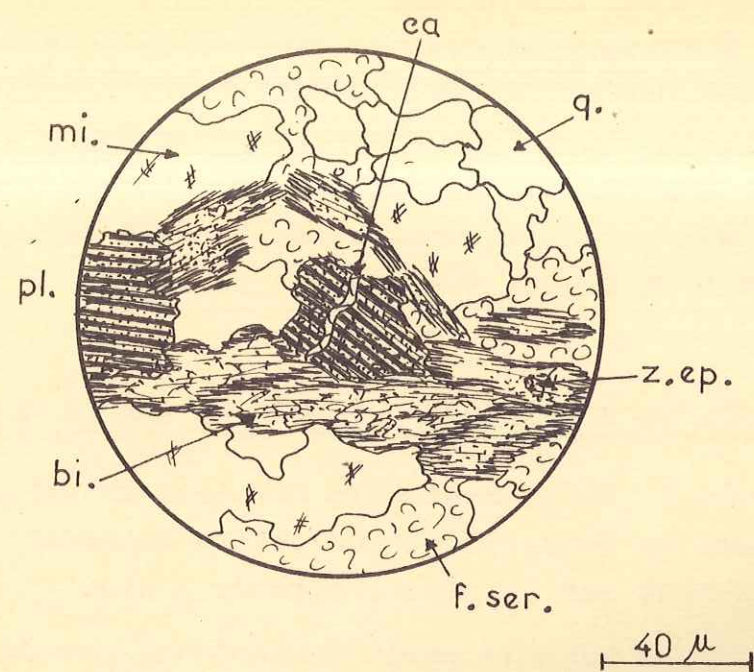
Elles sont bien développées depuis le ravin de Nantuel au Nord, jusqu'au Pont de la Madeleine, plus en amont, uniquement sur la rive droite de l'Arc.

Dans le ravin de Nantuel, ces formations gneissiques sont en contact avec les calcaires spathiques et les calcaires dolomitiques du Trias auxquels succèdent les schistes noirs du Lias. L'ensemble des formations sédimentaires ayant une forte inclinaison vers le Nord. Cette zone est assez intéressante, car une minéralisation en blende, galène, pyrite et chalcopryrite, accompagnant le quartz, la fluorine parfois importante, et la calcite, s'y est abondamment développée et s'est dispersée dans cette vaste aire de broyage qui englobe non seulement la couverture triasique, mais aussi la bordure gneissique du massif (l. Duparc, 1923 - R. Maurice, 1931).

Cette partie du Grand-Châtelard est, en effet, haché de très nombreuses failles, de direction principale Est-Ouest, parfois Nord-Sud, faciles à suivre dans le Trias, mais qui semblent se perdre rapidement dès qu'elles pénètrent dans le cristallin. Le développement de la minéralisation semble d'ailleurs avoir été favorisé par ce réseau de cassures.

Les calcaires noirs et dolomies triasiques sont, en partie ou complètement, transformés par ces venues minéralisées ils sont très silicifiés, ce qui avait fait croire aux anciens auteurs (W. Kilian en particulier) qu'ils étaient en présence d'un niveau de quartzites.

.....



MICROGRAPHIE DE GNEISS A BIOTITE UN PEU GRANITISÉ
DU BOIS DE GRANDE COMBE

- q.: quartz
- mi.: microcline secondaire
- pl.: plagioclases (oligoclase) séricitisés
- bi.: biotites très chloritisées
- z. ep.: granules d'épidote et de zoïsite
- ca.: filonnet de calcite secondaire
- f. ser.: fond séricitisé

Fig. 4

Il est à remarquer, enfin, qu'à Nantuel, cette minéralisation affecte exclusivement le Trias. Elle s'appauvrit jusqu'à devenir nulle dès qu'elle s'approche des formations gneissiques et, inversement, ne s'étend pas non plus aux schistes supérieurs du Lias. Pour L. MORET (1925), "cette minéralisation semble émaner des schistes cristallins sous-jacents qui présentent fréquemment des mouchetures de blende et de galène, de sorte que l'on ne peut pas affirmer, a priori, que le Trias soit partout imprégné".

Au niveau des carrières de l'Echapour, ce sont des grès quartzeux et schistes jaunes discordants du Trias qui surmontent les formations gneissiques. Au-dessus d'eux viennent le gypse et l'anhydrite. Deux failles très apparentes, sensiblement est-ouest, décalent les masses gypseuses les unes par rapport aux autres, tandis que les gneiss sous-jacents sont découpés en dents de scie et abaissés d'environ 300 mètres.

A Montbrunal, les formations gneissiques ou mylonitiques disparaissent sous les calcaires dolomitiques triasiques, accompagnés d'un niveau spilitique vert très écrasé.

Les gneiss du Bois de Grande Combe sont des roches très compactes, verdâtres, d'aspect très cristallin. Ils affectent parfois des allures plus ou moins migmatitiques, suivant leur degré de granitisation. Leurs lits biotitiques sont alors très fins, discontinus, et se perdent dans la matière quartzofeldspathique. Au niveau du ravin de Nantuel, ils sont très redressés et leur direction générale est NNE (N 13° E).

Leur composition minéralogique est la suivante:

Quartz	Séricite, phengite
Oligoclase séricitisée	Chlorite, calcite
Microcline perthitique	Epidote, zoïsite, zircon
Biotite chloritisée	Oxyde de fer, pyrite.

La structure est rarement granolépidoblastique. Elle est, en général, granoblastique : l'intrusion d'un peu de microcline perthitique et poecilitique, secondaire, dans la trame gneissique, contribuant notamment à déformer les lits micacés (Fig. 4)

Les biotites sont étirées et déchiquetées. Leur chloritisation est presque complète et s'accompagne d'un

foisonnement de minéraux secondaires ferro-titanés.

Quartz et feldspaths sont en grands individus. L'oligoclase séricitisée présente des traces nettes de cataclase. Cependant, la mylonitisation est, en général, plus faible ici qu'elle ne l'est dans la zone micaschisteuse des Champagnes.

Les cloisons de quartz recristallisé sont assez rares.

3°- LES FACIES MYLONITIQUES DU PONT DE LA MADELEINE

Au niveau du Pont de la Madeleine, une dislocation assez importante, que l'on peut suivre de l'autre côté de la vallée en direction du plateau des Chamossières, se traduit par un ensemble de formations broyées et laminées.

C'est une succession de zones schisteuses verdâtres, séparées par des zones compactes plus épaisses et de même teinte, formant ensemble des bandes parallèles de direction principale N 40° E avec des pendages de 75 à 80° vers le Sud-Est. La voie ferrée les traverse en tunnel et lors du percement de ce dernier, ont été rencontrés quelques petits filons de galène (G. de Mortillet, 1858).

Vers le Nord, s'intercalent parmi ces formations des faciès de schistes sériciteux, chloriteux et même amphiboliques.

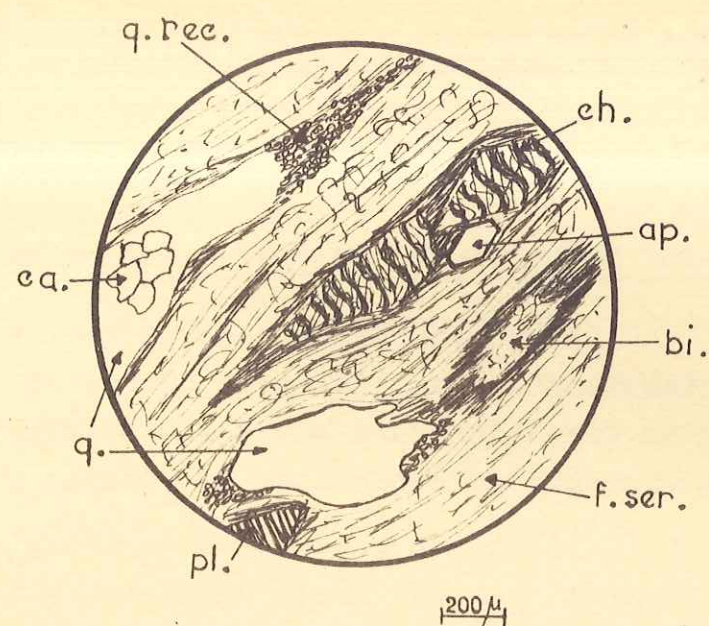
Vers le Nord, au contraire, le faciès granitique domine ; la cataclase est également intense et l'on passe insensiblement aux faciès très contaminés de Pontamafrey.

Les faciès compacts

Ils sont essentiellement formés d'une mésostase de quartz recristallisé entourant et isolant les minéraux : feldspaths et quartz, cataclasés et altérés.

De lamelles de biotite, il n'en reste pour ainsi dire plus. A leur place, chlorite, oxyde de fer, séricite, épidote et zoïsite forment un fin réseau flexueux.

.....



MICROGRAPHIE DE MYLONITE SCHISTEUSE

DU PONT DE LA MADELEINE

q. : quartz

q. rec. : quartz de recristallisation

pl. : fragment de feldspath brisé

bi. : reste de biotite chloritisée

ch. : tache de chlorite disposée transversalement

ap. : apatite

ca. : amas de calcite secondaire

f. ser. : fond séricitisé à trame de chlorite et
d'oxyde de fer, parsemé de granules
d'altération et de calcite secondaire

Fig. 5

Les faciès schisteux

Ils correspondent au développement prépondérant du réseau sériciteux, chloriteux, ferrugineux et calcique.

Il n'y a plus que des amandes très allongées de feldspaths brisés et de quartz et quelques lentilles étirées de chlorite correspondant aux anciennes biotites.

On remarque que la chlorite, au sein de ces lentilles, s'est développée perpendiculairement à l'étirement (Fig. 5).

L'exagération de l'écrasement des parties schisteuses de cette zone de mylonites conduit à des faciès de schistes verts. Ce sont des intercalations de quelques mètres, dans le faciès précédent, et leur composition minéralogique est la suivante :

Chlorite
Biotite chloritisée
Quartz
Séricite

Epidote, zoïsite
Apatite, zircon
Oxyde de fer
Pyrite

La roche n'est plus qu'une purée séricitique de laquelle se détachent quelques plages de quartz à extinction constamment onduleuse.

La chlorite, vert foncé, est très développée, soit indépendamment, soit dans les biotites.

La zoïsite abonde le long des clivages du mica, alors que l'épidote forme de gros cristaux groupés dans les zones sériciteuses.

Certaines de ces mylonites peuvent contenir quelques cristaux d'amphibole, très altérés et à bords effilochés.

Les schistes cristallins de la partie septentrionale du massif du Grand-Châtelard correspondent donc à d'anciens micaschistes et gneiss qui ont été un peu granitisés, mais surtout extrêmement mylonitisés, non seulement sur leur bordure extérieure en contact avec les formations sédimentaire mais aussi et surtout le long d'un accident majeur Sud-Ouest/Nord-Est, qui se poursuit d'une extrémité à l'autre du massif.

Cet accident divise, en quelque sorte, le massif en deux parties inégales, laissant subsister au Nord une série cristallophyllienne granitisée et broyée, mais encore reconnaissable, et la séparant au Sud, par l'intermédiaire d'une série mylonitique, du granite du Rocheray, forêt du Sapey, et de sa bordure de contamination.

- II -

LE GRANITE DU ROCHERAY - FORET DU SAPEYSa situation

Il forme l'ossature du massif du Grand-Châtelard et ses affleurements recouvrent environ un tiers de sa surface, sur la rive gauche de l'Arc.

De Saint-Jean-de-Maurienne au plateau des Chamossières, sa bordure méridionale est formée par les terrains secondaires triasiques et liasiques de la zone dauphinoise orientale, qui s'imbriquent en coins dans le cristallin (depuis le bas de la falaise du Rocheray jusqu'aux environs du chalet de Plan Drait) avec le même style tectonique que dans la partie sud du promontoire de l'Echaillon.

Au Nord, le granite forme les gradins abrupts, descendant par endroits jusqu'à l'Arc, en face des villages de Pontamafrey et de Montvernier, et ne réapparaît pas au-delà de la vallée.

Les amphibolites injectées de granite du Pont d'Hermillon, sous leur faciès grenu, le limitent à l'Est. Au contact de ces deux formations, se sont développés sur une faible étendue, mais aussi bien dans le granite que dans les amphibolites, des faciès enrichis en biotite, difficiles à étudier en raison du mauvais état des affleurements, masqués par la forêt et les moraines.

A l'Ouest, par contre, où les observations sont facilitées en raison de l'altitude, ce granite n'offre pas de limites précises. Il passe, au contraire, à des faciès de plus en plus mylonitiques mêlés aux mylonites de schistes cristallins de la zone des Champagnes ou aux formations clastiques et éruptives vertes du plateau des Chamossières.

Ses relations avec les terrains encaissants

Le granite du Rocheray - forêt du Sapey semble former, à première vue, un massif à bords diffus, au centre même du massif du Grand-Châtelard. L'étude de sa bordure occidentale et septentrionale n'apporte aucun renseignement précis sur son mode de contact avec les terrains cristallophylliens ou sédimentaires, puisque l'on est en présence, soit d'une zone de broyage intense, soit de faciès mylonitiques et bréchiques mêlés à des formations éruptives triasiques. Mais si l'on étudie de plus près sa bordure orientale et méridionale, l'individualité de ce granite et son ancienneté apparaissent clairement.

La zone de transition par laquelle le granite passe aux amphibolites injectées de granites du Pont d'Hermillon et où il se montre progressivement enrichi en biotite, est en réalité une légère auréole de métamorphisme, très petite à l'échelle du massif, mais qui indique clairement que ce granite ne peut être l'équivalent des faciès granitiques de Pontamafrey et de l'Echaillon disséminés dans la série cristallophyllienne à allure migmatitique. Il n'en reste pas moins que le granite du Rocheray-forêt du Sapey a, avec ces derniers, une parenté minéralogique et chimique évidente.

Le mode de contact du granite du Rocheray-forêt du Sapey avec les formations sédimentaires de la bordure méridionale n'est pratiquement bien observable qu'à un seul endroit : sur le chemin conduisant de Jarrier à la maison forestière de Loulla (cote 1490).

Le granite forme, à cet endroit, une sorte de lame très mylonitisée et parcourue par plusieurs petits filonnets de quartz minéralisé (mouchetures de blende, pyrite et galène). L'un de ceux-ci, plus important que les autres, dirigé N 90° E et à pendage de 50° vers le Nord, correspond, dans cette zone de fractures, à un accident secondaire. Sur une certaine étendue, le granite est, en outre, riche en enclaves de schistes noirs liasiques qui adoptent préférentiellement

une situation le long des fractures : ce sont des enclaves mécaniques.

Les formations sédimentaires (schistes liasiques et lambeaux de calcaires triasiques), en accordance, le long du contact, avec le cristallin, sont elles-mêmes érodées et très affectées, sur quelques mètres d'épaisseur, par le voisinage du granite. Elles contiennent, en outre, quelques fragments de cristallin. Les roches de ce contact sont assez massives, noirâtres comme les schistes du Lias et résultent simplement d'actions dynamométamorphiques intenses, probablement lors de mouvements tectoniques post-liasiques, de la masse granitique, sans qu'interviennent de phénomènes de métamorphisme de contact.

Ailleurs, en direction du sommet du Grand-Châtelard, vers l'Ouest, ce sont les spilites verts, les calcaires noirs spathiques et les calcaires dolomitiques à patine rousse du Trias, ou, directement les brèches du Lias moyen (lacune du Lias inférieur calcaire : R. BARBIER - 1944 b) et les schistes noirs du Lias supérieur, qui sont emboîtés dans le cristallin. Le granite, écrasé au voisinage de ces "coins" sédimentaires, offre une schistosité mécanique en apparente concordance avec ces formations, elles-mêmes très laminées : cependant, nulle part mieux qu'à Loulla, on ne peut observer de contact franc.

Plus au Sud de la maison forestière, les parois abruptes du Rocheray proprement dit, sont bordées de failles de direction principale Nord-Est/Sud-Ouest. Le contact immédiat du granite avec les formations sédimentaires triasiques ou liasiques est le plus souvent masqué par les éboulis descendus des parois, ainsi que par les placages morainiques.

On voit, cependant, au niveau des mines du Rocheray, près de la Chapelle Sainte-Thècle, une importante lame de schistes noirs liasiques coincée tectoniquement suivant la direction majeure des accidents du massif, entre le granite du Rocheray-forêt du Sapey et les amphibolites du Pont d'Hermillon. W. KILIAN et J. REVIL (1904) notent que P. TERMIER

leur avait signalé cette réapparition du socle cristallin du Rocheray sous les calcaires minéralisés du Lias et qu'il interprétait ce niveau sédimentaire comme un placage, reste de l'ancienne couverture du massif.

Sur cette bordure méridionale du massif, le long du contact Nord-Ouest/Sud-Est du granite du Rocheray-forêt du Sapey avec sa couverture sédimentaire, on remarque enfin une minéralisation importante qui a été autrefois exploitée (la première exploitation fut celle de la Mine du Rocheray ou de la Tanière de l'Ours en 1820) et dont certains gisements furent étudiés (A. BADOUREAU, 1901 - A. BORDEAUX, 1925).

Cette minéralisation est constituée principalement de blende couleur miel, de galène finement cristallisée, d'un peu de chalcopryrite et de pyrite, dans une gangue quartzeuse, avec de la fluorine, de la calcite et de la barytine.

On la rencontre surtout sous forme de filons à peu près parallèles, de direction générale Nord-Est/Sud-Ouest. L'un est dans le Lias du Rocheray (Tanière de l'Ours), l'autre remplit des failles du cristallin à Bois Feuillet. Au Sapey, le filon apparaît au contact cristallin-sédimentaire, mais se prolonge dans le massif granitique, toujours jalonné de lambeaux de Trias, peut-être à travers toute la forêt et jusqu'en face de Pontamafrey, puisque dans la falaise sont signalés d'anciens travaux miniers.

Elle existe aussi sous forme d'une minéralisation de contact, ressemblant un peu à celle de Nantuel (près de Saint-Avre), dans le Trias du ravin de la Froidière.

On note également que cette minéralisation, assez riche lorsqu'elle est au contact du granite et des formations sédimentaires ou lorsqu'elle est dans le Lias, semble s'appauvrir graduellement à mesure qu'elle pénètre dans le cristallin.

1°- LES FACIES PETROGRAPHIQUES DU GRANITE

Le granite du Rocheray-forêt du Sapey est recouvert, sur une partie de son étendue, par la forêt, si bien que son faciès habituel de surface est assez altéré. D'autre part, sur toute sa bordure méridionale écaillée ou hachée, ainsi que dans les escarpements nord faillés, il est nettement écrasé.

Ailleurs, c'est un granite à grain moyen et même assez fin, de teinte plutôt gris foncée, parfois un peu bleu-tée, souvent enrichi en biotite et avec des plans de diacrase généralement recouverts d'oxyde de fer et de séricite et des fissures comblées de calcite.

Au point de vue pétrographique, certains échantillons possèdent de la muscovite (indiscernable à l'oeil nu d'ailleurs) à côté de la phengite, d'autres semblent en être totalement dépourvus.

Cet enrichissement en mica blanc avait permis à R. FRIDMAN (1954), d'établir une distinction entre le granite à biotite du Rocheray, sain d'aspect, affleurant dans les escarpements qui bordent la forêt du Sapey en contre-bas, et le granite à deux micas de Loulla, écrasé, qui se situe à l'Ouest et au Nord de la maison forestière.

Il ne semble pas possible, a priori, de retenir une distinction si tranchée entre les différents faciès granitiques du Rocheray et ce, pour plusieurs raisons.

La première est qu'il existe un peu partout dans le massif des granites à deux micas se distinguant en lame mince, plutôt qu'à l'oeil nu, des granites à biotite et qu'il est impossible de les séparer nettement les uns des autres. Au sommet de la falaise du Rocheray par exemple, ou sur son versant Sud, au-dessus du hameau de Bois Feuillet, le granite est, en général, à deux micas, mais peut cotoyer des faciès granitiques, mylonitiques ou non, riches en biotite sans

sans muscovite. Ainsi ceux jalonnant la faille du Rocheray que l'on suit du Sud-Est au Nord-Ouest, depuis le bas de la falaise dominant l'Arc, au Nord de Saint-Jean-de-Maurienne et par-delà le Lac des Crevasses, en direction du filon minéralisé transversal du Sapey. Au Crêt des Tessonnières, à l'Essart, à Crève-Coeur, en somme dans tous les escarpements bordant la forêt du Sapey, on peut faire la même constatation. Inversement, les affleurements granitiques géographiquement situés au-dessus du Rocheray (de la maison forestière de Loulla au sommet du Grand-Châtelard) et que R. FRIDMAN classe dans le groupe des granulites, sont parfois totalement dépourvus de mica blanc.

D'autre part, le faciès à deux micas, où qu'il soit pris, n'est pas de toutes façons à proprement parler celui d'une granulite au sens français du terme, c'est-à-dire celui d'un granite alcalin, à muscovite seule ou à deux micas et de teinte claire. La proportion de mica blanc (muscovite et phengite), habituellement faible : de l'ordre de 0,4 % en moyenne, mais pouvant effectivement atteindre jusqu'à 2,4 % dans certaines parties du massif (avant la maison forestière de Loulla notamment), ne peut être cependant représentative de ce granite, pas plus qu'elle ne l'est, d'ailleurs, du faciès granitique de l'Echaillon.

Enfin, si une partie cependant du granite du Rocheray appartenait réellement au faciès granulite, il faudrait, soit considérer deux venues granitiques différentes d'âge distinct, soit une pénétration du granite principal par des filons granulitiques, à la manière des filons aplitiques ou pegmatitiques.

Or, dans les premiers cas, il n'apparaît nulle part sur le terrain, la matérialisation tangible de deux poussées éruptives. Le Lias et le Trias de la maison forestière qui seuls, à la rigueur, auraient pu à cet endroit les séparer, ne forment en réalité qu'un énorme "coin" sédimentaire enfoncé assez loin dans la masse granitique et identique, à plus

.....

grande échelle, aux "synclinaux" triasiques et liasiques pincés entre les lames granitiques de la bordure méridionale de l'Echaillon.

Par ailleurs, les seuls filons observés dans ce granite, mis à part le faciès hololeucocrate des escarpements Nord du ravin de Crève-Coeur, sont des filons minéralisés ou non (nombreux filons de quartz stérile au voisinage du sommet du Grand-Châtelard) en rapport avec une série de cassures Sud-Ouest/Nord-Est et jalonnent sa bordure méridionale.

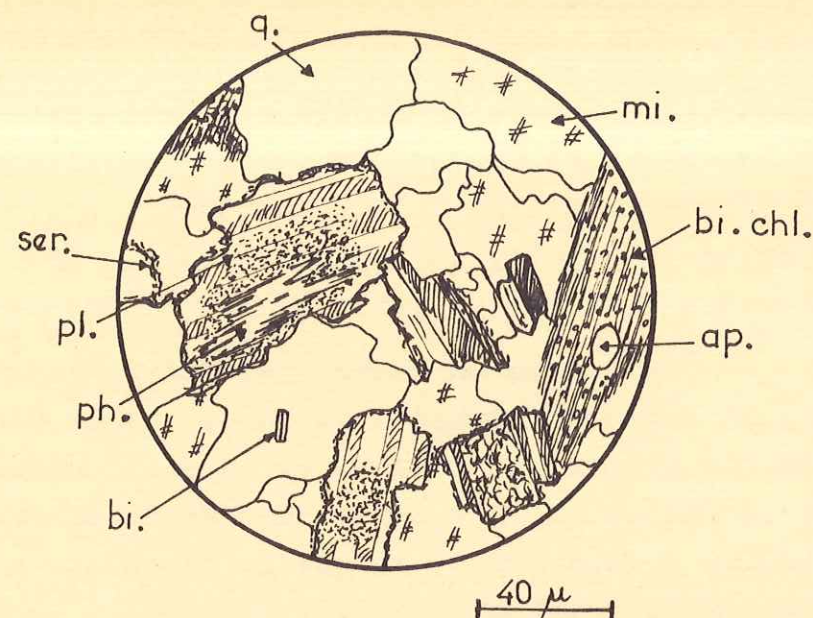
La masse du Rocheray-forêt du Sapey, et jusque par-delà le sommet du Grand-Châtelard, semble donc former un seul ensemble granitique normal, où se distinguent un certain nombre de faciès (il n'y a pas lieu de distinguer un faciès particulier à deux micas puisque la muscovite a un caractère purement accidentel et local) :

- a) le granite normal, plus ou moins foncé, souvent cataclastique et altéré, parfois chargé d'un peu de mica blanc ;
- b) les faciès granitiques riches en biotite ;
- c) les faciès de contact granite - amphibolites grenues
- d) les granites mylonitiques ;
- e) le granite hololeucocrate de Crève-Coeur.

a) Le granite normal

De teinte plutôt sombre, parfois verdâtre ou bleuté, à nombreuses biotites, riche en granules de quartz, ce granite présente un grain moyen à fin, et des diaclases et fissures nombruses, comblées de séricite et de calcite.

On le retrouve sous cet aspect dans la forêt du Sapey (cotes 1615-1350), au sommet de l'éperon du Rocheray (cote 1490), au-dessus du hameau de Bois Feuillet (cote 1110) dans les escarpements en face de la carrière de Pontamafrey



MICROGRAPHIE DE GRANITE A GRAIN MOYEN

DU ROCHERAY - FORET DU SAPEY

- q. : quartz
mi. : microcline
pl. : plagioclase (oligoclase) séricitisé
bi. chl. : biotite chloritisée
bi. : cristal de biotite intacte
ph. : phengite
ap. : apatite
ser. : filonnet de séricite

Fig. 6

(cote 700) et dans ceux de la base du ravin de Crève-Coeur (cote 500).

Sa composition minéralogique moyenne, en pourcentages volumétriques, est celle-ci :

Oligoclase séricitée)	Séricite, chlorite)
Myrmékite	(31,9	Epidote, zoïsité	(
Quartz	31,6	Apatite)
Microcline	26,0	Zircon	(4,7
Biotite chloritisée	5,4	Oxyde de fer)
Muscovite et phengite	0,4	Calcite	(

Structure granoblastique avec traces de cataclase et plagioclases parfois en grands cristaux (de 1 à 4 m/m) presque automorphes.

Les plagioclases sont souvent altérés (oligoclase An 14-18), mais pas au point d'être indéterminables. Un début de cataclase peut avoir tordu leurs mâcles et avoir brisé et resoudé les individus par des veinules de calcite secondaire et de quartz recristallisé.

Le microcline sodique (-2V=74-76°) est perthitique (film et vein perthitites : 0. Andersen, 1929), un peu poecilitique, parfois mâclé Carlsbad, entouré d'une bordure réactionnelle d'Albite An 5-6 et présente quelques bourgeons de myrmékite secondaire. Il est toujours teinté de brun.

La biotite est décolorée ou, au contraire, chloritisée et ferrugineuse. Ce sont des lamelles étirées, tordues, au voisinage desquelles on remarque quelques paillettes intactes de muscovite et d'autres de phengite dérivant peut-être de cette dernière. Certaines biotites incluses dans des plages de quartz ne portent aucune trace d'altération (Fig. 6).

Le quartz est généralement à extinction roulante

Par sa composition minéralogique, le granite du Rocheray-forêt du Sapey se placerait donc, dans la classification modale (J. Jung et R. Brousse, 1959) parmi les granites calco-alcalins monzonitiques. Nous allons voir que son chimisme donne des résultats un peu différents : ceci uniquement parce que, même dans les faciès les plus sains d'aspect, les minéraux du granite sont toujours plus ou moins altérés et la calcite secondaire abondante.

Sa composition chimique est la suivante :

.....

(Analyse : N. Vatin-Perignon - Grenoble 1961) :

SiO ₂	63,60	Paramètres américains
Al ₂ O ₃	15,50	(I) II.3'.2.(3)4
Fe ₂ O ₃	3,10	or-plag. = 0,48
FeO	0,30	An % = 20
MgO	0,90	Paramètres de Niggli
CaO	5,30	si 275
Na ₂ O	2,85	al 39,5
K ₂ O	2,40	fm 17,5
TiO ₂	0,55	c 24,5
P ₂ O ₅	0,10	alk 18,5
MnO	0,25	k .36
CO ₂	3,10	mg .33
H ₂ O+	1,80	ti 1,8
H ₂ O-	0,15	p 0,2
		qz + 101
Total ...	<u>99,90</u>	

La valeur du rapport or/plag., assez élevée, mais cependant légèrement inférieure à celle des granites monzonitiques (0,60), classe le granite du Rocheray parmi les granites plagioclasi-orthosiques : soit parmi les granodiorites, soit parmi les granites akéritiques. La valeur du paramètre $r = 2$ permet de trancher la question ; il s'agit d'un granite akéritique, leucocrate, calco-alcalin, car pour les diorites qurtziques, cette valeur est 3. C'est un granite plus proche, cependant, des granites monzonitiques que des granodiorites.

....

b) Les faciès granitiques riches en biotite

On les rencontre sur la bordure méridionale en "dents de scie" du massif du Grand-Châtelard, et également au voisinage de nombreuses failles.

- Dans la zone sud du massif, ce sont des roches foncées, nuancées de rouille dès qu'elles sont un peu trop altérées, ce qui leur arrive fréquemment. Leur faciès est schisteux laminé : les biotites ont alors tendance à s'orienter, ou alors nettement granitique : agrégats de biotite. Elles apparaissent ainsi sous la maison forestière de Loulla, au début du sentier de la Balme au Rocher de l'Aiguillon, au-dessus des ruines de Plan Souffrance, en somme dans les sortes d' "écaillés" ou d' "avancées" granitiques enfoncées dans les terrains sédimentaires de couverture.

La structure en lame mince reste granoblastique, mais très cataclastique. La biotite cloisonne une partie des minéraux et son pourcentage volumétrique peut aller jusqu'à 20 dans les faciès très écrasés, mais il est, en général, plus voisin de 14, ce qui représente tout de même un enrichissement de près du triple par rapport au pourcentage de biotite du granite normal. Ce sont des lamelles brunes, à peine chloritisées, mais très chargées en produits d'altération (oxyde de fer notamment, qui leur communique leur teinte foncée en lumière naturelle).

Dans ces roches, le quartz à extinction onduleuse et les plagioclases très séricitisées restent à volume constant, alors que le microcline perd de son importance.

Ces faciès de bordure, plus riches en biotite que le granite normal, peuvent être pris, sur le terrain, pour des sortes de gneiss.

- Près du Lac des Crevasses, non loin d'une grosse fissure un peu minéralisée et de la faille sud-est/nord-ouest, qui se prolonge vers la vallée de l'Arc, en décalant l'extrémité du Rocheray jusqu'au bas de la falaise, on trouve également des faciès granitiques mylonitiques assez foncés.

La structure est typiquement cloisonnée par des biotites riches en fer et chloritisées. Par ailleurs, les minéraux sont altérés, tordus, brisés et l'apatite est remarquablement abondante.

.....

- Dans les escarpements dominant l'Arc, au lieu dit " l'Essart", dans une zone très faillée, on retrouve aussi des faciès plus ou moins mylonitiques, riches en biotite.

La structure est très étirée, broyée et les anciennes biotites forment des amas fusiformes. Témoignant de leur présence, il ne reste souvent plus que des granules de zoïsite alignés le long des anciens clivages et des produits ferrugineux. Le reste est entièrement chloritisé.

c) Les faciès de contact granite - amphibolites grenues

Ils se rencontrent sur la bordure orientale du granite, dans la forêt du Sapey, principalement entre la cote 1250 au Sud-Est, et l'éperon rocheux qui descend jusqu'à l'Arc, en face de la carrière de Pontamafrey. Le mauvais état des affleurements et l'abondante végétation rendent difficiles les observations de terrain ; cependant, on peut dire que granite et amphibolites tendent vers des faciès de plus en plus basiques, enrichis en biotite.

- Dans le premier stade, la roche garde son aspect grenu malgré de nets signes d'écrasement. Elle est beaucoup plus foncée quoiqu'encore leucocrate, que le type granitique moyen du Rocheray-forêt du Sapey et s'en différencie par l'accroissement de ses teneurs en biotite, zoïsite et apatite et, inversement, par la diminution notable du pourcentage de quartz.

C'est une roche assez cataclastique, qui possède les minéraux caractéristiques suivants (en % vol.) :

Oligoclase basique	41,6	Apatite	0,9
Myrmékite		Zircon)	
Microcline	17,3	Chlorite (15,1
Biotite altérée	12,5	Calcite)	
Quartz	9,9	Oxyde de fer)	
Zoïsite	2,7		

Il n'y a pas d'amphibole. La structure est granoblastique cataclastique, à grands plagioclases peu altérés mais à mâcles tordues, qui sont le constituant principal de la roche.

Le microcline est fortement pigmenté en brun, légèrement perthitique.

Le quartz recristallise un peu et accompagne, alors, de gros filonnets de calcite secondaire.

La biotite est remarquable, en grosses lamelles très ferrugineuses, recouvertes d'aiguilles de rutil et baignant, littéralement, dans de grandes flasques de chlorite piquetées de granules de zoïsite.

- Le terme suivant a un faciès nettement mésocrate et résulte de l'action des amphibolites sur le granite. C'est donc une roche hybride, endomorphique, tenant à la fois du granite et des roches encaissantes, de par ses teneurs en hornblende (le granite du Rocheray n'est jamais amphibolique), en microcline (les amphibolites en contiennent extrêmement peu), en quartz et en biotite.

Roche gris sombre, moins altérée en lame mince qu'elle ne le paraît sur l'échantillon, riche en gros cristaux de feldspaths visibles à l'oeil nu, elle a une composition minéralogique (en % vol.) qui est la suivante :

Hornblende	32,4	Zoïsite	2,1
Microcline	23,8	Apatite	1,0
Oligoclase	22,8	Sphène	0,3
Biotite	9,9	Zircon, calcite)	5,5
Quartz	2,2	Pyrite, limonite(

Les amphiboles, qui ne se devinent pas du tout en masse, sont altérées non seulement en bordure des cristaux, mais aussi le long de leurs plans de clivage. Ce sont de petits individus disposés en tous sens.

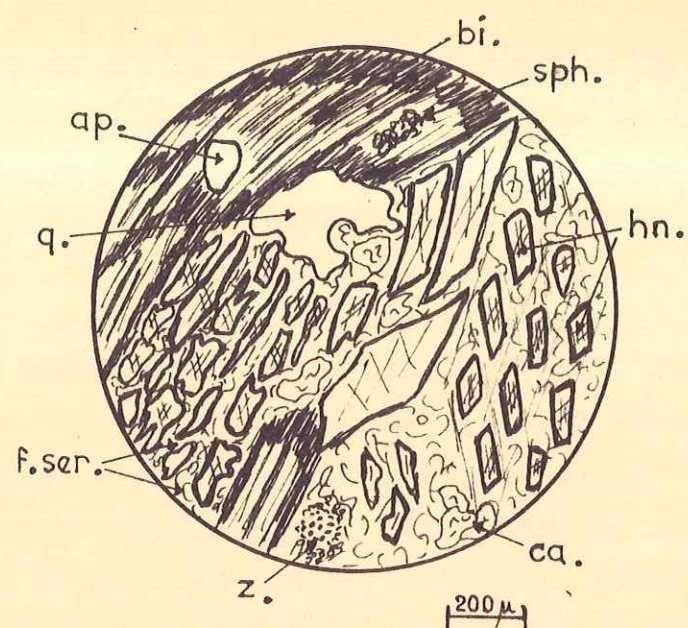
Le microcline, en grandes plages un peu perthitiques, se range parmi les constituants principaux de la roche, au même titre que les plagioclases, peu altérés mais brisés.

La biotite, enfin, très riche en fer, a gardé ses teintes de pléochroïsme, malgré son altération.

L'apatite se remarque par l'abondance de ses cristaux grisâtres. Le quartz est accessoire.

- Après ces deux intermédiaires, on trouve des roches sombres, très riches en biotite, et qui se rattachent, elles, uniquement aux amphibolites.

Roches gris foncé, à peine verdâtre, holomélanocrates, elles se signalent surtout, en masse, par l'abondance



MICROGRAPHIE D'AMPHIBOLITE SCHISTEUSE A BIOTITE
DE LA FORET DU SAPEY, AU CONTACT GRANITE - AMPHIBOLITES

hn. : hornblende vert pâle fragmentée
bi. : biotite pléochroïque
q. : quartz
z. : amas de zoïsite
ap. : apatite
sph. : sphène
ca. : ilôt de calcite
f. ser. : feutrage de séricite et de calcite
isolant les minéraux

Fig. 7

de leurs paillettes de biotite disposées en tous sens. Elles sont assez schisteuses et ont la composition minéralogique suivante, en pourcentages volumétriques :

Hornblende vert pâle	50,9	Sphène	0,6
Biotite	22,5	Zircon)
Plagioclase	2,8	Calcite	(
Microline	2,7	Pyrite)
Zoïsite	2,7	Magnétite	(
Quartz	1,5	Oxyde de fer)
Apatite	0,7		

La structure est granoblastique écrasée, avec une légère tendance lépidoblastique pour certaines biotites et amphiboles (Fig. 7).

On distingue mieux, malgré leur altération très poussée, le microline que les plagioclases (quelques mâcles polysynthétiques floues d'oligoclase) à travers le feutrage des éléments noirs.

Le quartz est accessoire, en petits individus généralement recristallisés et engrenés. Le sphène et l'apatite sont en gros cristaux.

Il n'est pas exclu qu'il y ait un peu de pyroxène, mais étant donné l'écrasement de la roche et son altération (la calcite s'insinue partout), il n'a pas été possible de le justifier.

Les minéraux ferro-magnésiens abondent et le contraste reste frappant entre les amphiboles et les micas.

La hornblende vert très clair, est altérée, fracturée et débitée en petits fragments de cristaux qui jouent parfois encore, par leur assemblage, le quadrillage particulier des amphiboles, mais qui, le plus souvent, sont épars dans toute la roche.

Entre les amphiboles se groupent les longues lamelles d'une biotite très ferrugineuse. Ces lamelles ont conservé leur pléochroïsme intense malgré un début d'altération le long de leurs clivages et de légères torsions responsables de leur extinction parfois roulante.

Ces biotites sont à peine altérées (un diffractogramme RX révèle la présence d'un peu de pennine et de talc, mais ni celle de la zoïsite, de l'épidote et des oxydes de fer) et jamais décolorées à la manière de toutes les biotites anciennes du massif.

Ces roches sombres ne sont, pour ainsi dire, pas siliceuses. Elles ne possèdent, d'autre part, qu'un infime pourcentage de feldspaths et sont, par surcroît, de faciès plutôt schisteux. Elles ne représentent donc pas le terme

ultime de la tendance basique du granite sur sa bordure, car le granite du Rocheray-forêt du Sapey n'est jamais amphibolique, mais sont un faciès de variation de la composition des amphibolites elles-mêmes, lorsqu'elles sont en contact avec le granite. Cette variation de composition se traduit ici par un net accroissement de leur teneur en biotite et par la disparition presque totale du fonds quartzofeldspathique.

- Ensuite viennent les amphibolites grenues de la bordure Est de la forêt du Sapey.

Dans cette zone de contact de deux roches si différentes au point de vue minéralogique, que sont le granite du Rocheray-forêt du Sapey et les amphibolites, on peut suivre la réaction des amphibolites sur le granite et inversement, ainsi que leur convergence vers des termes très basiques.

Dans le granite du Rocheray-forêt du Sapey, la proportion d'éléments blancs est voisine de 90 % ; elle tombe à 69 %, puis à 49 % dans les deux premiers termes intermédiaires, pour n'être que de 7 % dans le faciès hobsélanocrate. Dans les amphibolites de la forêt du Sapey, elle est d'environ 48 %. Le quartz est, dans les deux premiers faciès, le principal responsable de cette variation, car il passe de minéral à caractère fondamental à celui d'accessoire : on assiste donc là à une désilicification graduelle du granite.

L'amphibole, elle, suit la courbe inverse. Elle n'apparaît pas dans le premier terme basique du granite, se trouve d'emblée à 32 % dans le terme intermédiaire et dépasse 50 % dans le faciès amphibolique surmicacé. Malgré l'absence de hornblende, le granite le plus voisin des amphibolites se montre cependant plus calcique que le type normal granitique, par sa forte teneur en oligoclase basique.

Quant à la biotite, présente à 5,4 % seulement dans le granite normal du Rocheray-forêt du Sapey, et pour ainsi dire absente des amphibolites de la forêt du Sapey (0,8 % au maximum), elle est, dans les trois faciès de cette bordure, le minéral le plus caractéristique par son aspect (lamelles très ferrugineuses encore pléochroïques) et son

importance (12,5 % - 9,9 % - 22,5 %).

Il faut noter aussi l'accroissement régulier des teneurs en apatite, depuis le granite normal jusqu'aux amphibolites. Cette remarque vaut également pour les faciès granitiques riches en biotite de la bordure méridionale du massif, décrits plus haut et où l'augmentation du pourcentage de biotite s'accompagne toujours de l'augmentation parallèle de celui de l'apatite.

Il n'est pas rare de rencontrer, en bordure d'un massif granitique, des faciès dioritiques de différenciation, mais ici, en raison même de la nature des roches mises en contact d'une part (granite et amphibolites) et d'autre part, de l'écrasement et de l'altération que présente cette zone de passage, les différents faciès observés sont difficilement identifiables.

Le premier faciès serait intermédiaire entre celui d'un granite à biotite seule et celui d'une granodiorite (sans hornblende) car il est encore leucocrate, quoique peu quartzique.

Le terme suivant, mésocrate et grenu, résultant de la modification du granite sous l'action des amphibolites, et par ailleurs très pauvre en quartz mais avec des proportions importantes d'amphibole et de microcline, se rapprocherait plutôt, par sa composition minéralogique, des faciès dioritique ou syénodioritique.

Le faciès holomélanocrate, nous l'avons vu, correspond à l'enrichissement en biotite des amphibolites, conjointement à la disparition presque totale des éléments blancs.

Il y a donc, dans cette partie marginale du granite, action réciproque de la composition chimique des amphibolites et du granite et convergence du granite et des roches encaissantes vers un pôle basique : convergence réalisée dans le terme moyen contenant à la fois des amphiboles, des minéraux blancs et un pourcentage important de biotite, c'est-à-dire dans la roche à composition de diorite ou de syénidiorite.

Au contact du granite du Pelvoux avec les amphibolites

et schistes amphiboliques du Col des Fétoules, P. BELLAIR (1948) observe non seulement des phénomènes d'endomorphisme : le granite possède de nombreuses enclaves mélanocrates et se charge de chaux, mais également des phénomènes d'exomorphisme : les schistes subissent une "injection lit par lit, passant par endroits à une véritable imbibition".

Au Sapey, malgré les difficultés d'observation dans cette étroite zone de contact granite-amphibolites grenues, les deux phénomènes semblent bien exister, mais se traduisent de manière très différente. L'endomorphisme s'exprime par la nature de plus en plus basique du granite, à mesure que l'on s'approche du contact des amphibolites. L'exomorphisme, par l'apparition dans les amphibolites, non d'une injection granitique, mais de biotite. Au contact même du granite du Rocheray-forêt du Sapey, les amphibolites auraient subi une "granitisation" d'un mode très particulier, se traduisant à la fois par la disparition presque totale des éléments blancs et leur remplacement par de la biotite. Alors que ce même granite est, sans aucun doute, responsable de l'injection filonienne granitique ou de l'enrichissement en quartz de ces mêmes amphibolites, un peu plus à l'Est de ce contact, depuis l'orée de la forêt jusqu'au niveau du pont d'Hermillon. Les deux phénomènes étant, par ailleurs, probablement contemporains.

d) Les granites mylonitiques

Les uns ont gardé leur aspect grenu, les autres sont régulièrement schisteux.

Les faciès moyennement écrasés se rencontrent partout dans le massif, aussi bien dans la forêt du Sapey, au sommet du Grand-Châtelard, dans les escarpements déchiquetés dominant la vallée de l'Arc au Nord, que sur la bordure méridionale du massif.

Les phénomènes de mylonitisation : broyage et

étirement, se retrouvent identiques dans tous les points du massif, seule leur intensité varie.

La structure cataclastique de ces roches est nette et l'on assiste :

- à la déformation constante du quartz (extinction onduleuse ;
- à la torsion des biotites, déjà très décolorées et à peine reconnaissables, ainsi qu'à celle des rares muscovites, mieux conservées ;
- à la fracturation et au morcellement des plagioclases, entièrement séricitisées ;
- à la transformation presque complète du microcline qui offre une structure en échiquier caractéristique ;
- à la recristallisation importante de petits grains de quartz, cloisonnant une partie des minéraux ;
- au développement d'un réseau secondaire chloriteux, sériciteux, calcique et ferrugineux, resoudant les minéraux entre eux ;
- enfin, à une certaine orientation de tous les minéraux.

Les faciès régulièrement schisteux sont moins bien observables (en raison de la végétation) à l'intérieur même du massif granitique où ils accompagnent des dislocations, qu'ils ne le sont sur toute la bordure méridionale du granite, spécialement depuis le ruisseau de la Froidière au Sud, jusqu'aux chalets de la Balme. Ils sont écrasés et nettement orientés. Au niveau de la Balme, leur direction est N 30 E avec des pendages de 30° environ au SE.

Dans ces mylonites, non seulement tous les minéraux blancs sont brisés et granulés, mais les biotites elles-mêmes, dont il ne reste plus que des fantômes, sont étirées en pellicule et accompagnées de fines lamelles de séricite et de phengite.

La recristallisation du quartz et l'envahissement progressif de la roche par la calcite secondaire sont des phénomènes qui s'intensifient parallèlement à l'écrasement.

- Il faut réserver une place particulière au faciès de contact du granite avec les schistes du Lias, contact que l'on voit très bien, sur quelques mètres seulement, au-dessus du sentier conduisant à la maison forestière de Loulla.

Ce sont des roches noires, comme les schistes du

Lias qui les avoisinent, mais contrairement à ces derniers, elles sont très compactes.

Au microscope, le fond est composé presque uniquement d'une mosaïque de petits grains de quartz recristallisé. Ailleurs, ce sont des microfilons de quartz aux individus étirés perpendiculairement aux éponges. Il reste encore un semblant de trame, composée d'oxyde de fer, de chlorite, et de quelques fantômes de biotite. Des granules de zoïsite, d'épidote et de magnétite, soulignent ces traînées.

On ne voit pas de feldspaths mais on les suppose, masqués sous les îlots séricitiques noyés dans le fond recristallisé.

La calcite est par plaques ; la pyrite abonde.

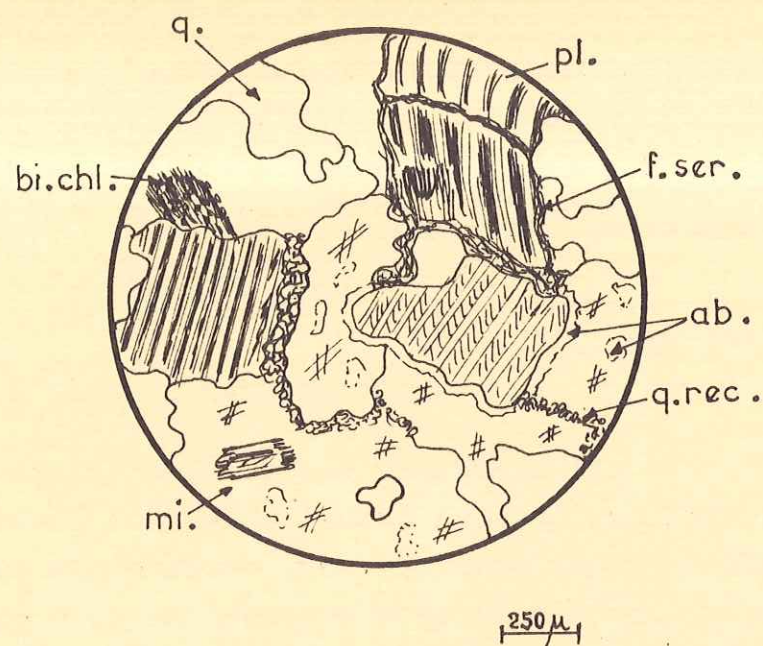
Il ne semble pas qu'il s'agisse là de sortes de cornéennes dues au métamorphisme de contact des schistes. En effet, on ne retrouve pas, en lame mince, les minéraux caractéristiques de ce métamorphisme tels que l'andalousite par exemple. D'autre part, les recristallisations provoquées dans ces roches affectent uniquement le quartz à l'exclusion de tout autre minéral, y compris la biotite et surtout les plagioclases. Il ne faut donc voir dans ces roches que des mylonites d'un genre un peu particulier, produites probablement par un mouvement tectonique du massif de granite, après le dépôt du Lias et où, les recristallisations de quartz sont prépondérantes.

e) Le granite hololeucocrate de Crève-Coeur

Il apparaît, très localement, dans la falaise dominant le ravin de Crève-Coeur et se perd ensuite dans la forêt du Sapey.

Roche très claire, de grain assez fin, mais non saccharoïde, ce granite ne diffère du granite du Rocheray-forêt du Sapey lui-même que par sa pauvreté en éléments noirs. Il ne s'apparente pas, extérieurement aux granites des filons recoupant les amphibolites du pont d'Hermillon, dont il est

.....



MICROGRAPHIE DU GRANITE HOLOLEUCOCRATE

DU RAVIN DE CREVE-COEUR

- q. : quartz à extinction onduleuse
- q. rec. : cloison de quartz de recristallisation
- pl. : plagioclase (oligoclase)
- ab. : frange réactionnelle d'albite
- mi. : microcline perthitique et poecilitique
- bi. chl. : reste de biotite chloritisée
- f. ser. : filonnet de séricite

Fig. 8

d'ailleurs très éloigné, et sa venue ne paraît donc pas leur être contemporaine. Ce granite semble plutôt n'être qu'un faciès de variation très local du granite principal.

Sa composition minéralogique est telle (en % vol.) :

Quartz	36,1	Phengite	0,7
Oligoclase	29,3	Quartz recristallisé	4,2
Microcline perthitique	28,2	Séricite	
Biotite chloritisée	1,5		

Structure granoblastique avec début de cloisonnement par du quartz recristallisé, de la séricite associée à de la phengite et des biotites étirées et décolorées.

Le quartz présente une extinction presque constamment onduleuse. Le plagioclase : oligoclase An 18, peu séricitisé, à bordure réactionnelle d'albite, présente, dans les zones de forte cataclase, des mâcles flexueuses nettes, non brisées (Fig. 8).

Le microcline (-2V=72-74°) est xénomorphe, perthitique, poecilitique et pigmenté de brun.

La chlorite est rare et dérive toujours de la biotite par rétro-morphose. Même si elle semble indépendante de ce mica, il reste toujours des granules d'épidote ou de zoïsite, ou mieux un petit cristal de zircon avec encore son auréole pléochroïque, témoignant de son origine.

L'altération d'ensemble est assez faible.

Le granite du Rocheray-forêt du Sapey constitue un massif hétérogène où se mêlent les faciès à biotite seule et les faciès à deux micas. Le granite courant est akéritique, leucocrate, calco-alcalin, assez proche des granites monzonitiques, et intermédiaire entre des types à tendance acide, comme le granite hololeucocrate de Crève-Coeur, et d'autres à tendance basique, comme les granites de bordure, riches en biotite et en apatite.

Au contact des amphibolites, sur la bordure orientale du granite, les roches de cette périphérie présentent des phénomènes de transformation endomorphique qui se traduisent par une désilicification importante et un léger accroissement (dans les termes non amphiboliques) des teneurs en plagioclases, allant de pair avec l'augmentation des minéraux ferro-magnésiens riches en chaux (biotite, hornblende) et le

développement de la zoïsite, de l'apatite et du sphène. On passe ainsi, graduellement, du granite normal à des types de roches hyposiliciques, se rapprochant d'une composition granodioritique et syénodioritique.

Ce massif granitique est, par ailleurs, affecté (surtout sur ses bordures) de nombreuses failles de direction principale Sud-Ouest/Nord-Est, qui ont profondément disloqué sa masse et qui se traduisent par de nombreuses zones d'écrasement.

Ce granite, enfin, est altéré exactement de la même manière que les autres formations du massif. Les phénomènes de rétro-morphose des minéraux sont liés, dans les faciès écrasés, à la recristallisation du quartz et à l'envahissement des roches par la calcite, la chlorite et la séricite.

Par sa constitution minéralogique et sa structure variables, ainsi que par son mode de gisement au sein d'une série cristallophylienne qu'il granitise en partie, le granite du Rocheray-forêt du Sapey apparaît comme ancien et syntectonique. Sa mise en place, postérieure au métamorphisme général, est contemporaine d'une phase principale de l'orogénèse hercynienne. Il a été repris, ensuite, comme l'ensemble du massif, dans une phase tectonique alpine, puisque le Trias et le Lias de sa bordure méridionale sont également affectés. Contrairement à ce que pensaient M. GIGNOUX et L. MORET (1931) en écrivant qu'au "Rocheray le socle du vieux matériel hercynien semblait n'avoir pas été affecté par les plissements alpins", il semble bien que ce soient eux les grands responsables de son altération, de son écrasement, de sa dislocation, de l'écaillage en "dents de scie" de sa bordure sud et de la mise en place actuelle, le long des fractures, de venues métallifères hydrothermales.

Il est à remarquer, enfin, que le granite du Rocheray-forêt du Sapey ne semble présenter aucune parenté, tant structurale que minéralogique, avec les granites syntectoniques du massif des Grandes Rousses (P. GIRAUD, 1952 -

J. LAMEYRE, 1958) : granite migmatique des Lacs Besson, à feldspaths porphyroïdes alignés dans une pâte verte, mis en contact par faille avec des chloritoschistes et des amphibolites, ou granite protogneissique de la Fare, à gros grains et cristaux de chlorite orientés, traversé par la granulite des Petites-Rousses.

Quant aux granites syntectoniques de la partie méridionale du massif de Belledonne (C. BORDET, 1957 - D. DONDEY 1960), mis en place dans des structures anticlinales : granite de Saint-Colomban ou synclinales plus tardives : granite des Sept-Laux et son prolongement septentrional, granite d'Epierre, ce sont bien des granites leucocrates à la présence desquels sont liés des faciès de bordure d'allure migmatitique, tout comme le granite du Rocheray-forêt du Sapey, mais l'aspect des granites de Belledonne, toujours fortement écrasés, les rapproche plutôt des protogines, alors que le granite du Rocheray-forêt du Sapey, malgré son écrasement, n'a jamais ce faciès et conserve sa teinte grise.

On peut, à l'origine, établir une parenté entre le granite du Rocheray-forêt du Sapey et le granite de Saint-Colomban par exemple, qui lui est le plus proche au Nord-Ouest, mais chaque granite modifiant son faciès pétrographique au cours de sa mise en place et des différentes orogénèses, cette parenté est en partie masquée par l'acquisition de caractères propres à chaque granite. Le granite du Rocheray-forêt du Sapey représente un stade d'écrasement et de cataclase différent de celui du granite de Saint-Colomban.

2° - L'EXTREMITE OCCIDENTALE DU MASSIF GRANITIQUE :

LES FORMATIONS MYLONITIQUES, CLASTIQUES ET ERUPTIVES VERTES DU PLATEAU des CHAMOSSIÈRES

Le plateau des Chamossières est formé d'une succession monotone de mamelons dénudés, à peu près parallèles, s'abaissant très légèrement à l'Ouest du sommet du Grand-Châtelard en direction de la vallée du Glandon.

La première édition (1895) de la carte géologique au 1/80.000e de Saint-Jean-de-Maurienne mentionne sur ce plateau, aussi bien d'ailleurs que dans toute la forêt du Sapey et jusqu'à Hermillon, des gneiss amphiboliques.

La deuxième édition (1931), reprenant à peu près les mêmes contours, signale à ces endroits une large bande d'amphibolites granitiées, c'est-à-dire d'amphibolites injectées de filons aplitiques.

S'il est exact qu'au pont d'Hermillon et sur la bordure méridionale de la forêt du Sapey, apparaissent des amphibolites injectées de granite, nous avons vu précédemment que la presque totalité de la forêt (et jusqu'au point culminant du massif) est constituée par les différents faciès, plus ou moins mylonitiques, du granite.

Quant au plateau des Chamossières, il est formé uniquement, ou presque, de "roches vertes" (si l'on excepte un niveau de calcaires roux triasiques et un petit affleurement d'un granite blanc très finement grenu). Ces "roches vertes" n'ont aucun lien, tant pétrographique : ce ne sont pas des amphibolites, que stratigraphique : elles sont séparées des amphibolites à faciès migmatitique du pont d'Hermillon par toute la masse du granite du Rocheray-forêt du Sapey, avec les formations de la bordure Est du massif.

Sous le vocable de "roches vertes" se groupent ici des roches très diverses. R. FRIDMAN (1954) signale que

....

celles que l'on rencontre sur le massif du Grand-Châtelard appartiennent à des calcaires recristallisés, à des roches éruptives (spilites ou dolérites) ou encore, à des roches métamorphisées par écrasement.

Etablissant une coupe du versant Nord-Ouest du Grand-Châtelard (plateau des Chamossières), cet auteur note, d'ouest en est, les formations suivantes :

- Roches vertes : granite altéré
granite très altéré un peu moins vert
roche calcaire très chloriteuse.
- Granite écrasé.
- "Micaschiste" sombre, en réalité granite écrasé.
- Roche verte schisteuse ; mylonite de granite
avec calcite.
- Bande de calcaire roux (capucin)
- "Micaschistes" du sommet : mylonite de granite.

Les "roches vertes" du plateau des Chamossières peuvent être rapportées à quatre types principaux de roches, ayant tous les intermédiaires possibles.

Ce sont : des spilites,
des tufs spilitiques,
des grès,
des mylonites granitiques accompagnées de
brèches à éléments de roches cristallines.

Leur situation

1°- Les spilites se rencontrent en bordure de la bande de calcaire triasique à patine rousse qui s'enfonce en lame à l'Ouest du sommet, en direction de la montagne du Failly, dans les mylonites et brèches cristallines ; on les retrouve également au-dessus des chalets de Plan Drait, toujours au voisinage de ces mêmes calcaires triasiques.

2°- Les tufs spilitiques se situent plus spécialement à côté du 2e affleurement de spilites, au niveau d'une croupe séparant le plateau des Chamossières proprement dit, du Plan des Moëllles au lieu-dit "Le Rocher des Morts".

3°- Les grès se divisent en plusieurs groupes suivant leurs constituants :

- les grès fins à ciment chloriteux, sériciteux ou même calcique, que l'on trouve soit aux alentours des calcaires et spilites de l' "écaille" des Chamossières, soit au-dessus des chalets de Plan Drait et de Plan Pra, au voisinage des tufs spilitiques ;
- les grès feldspathiques, plus compacts mais aussi foncés que les précédents et intercalés parmi les grès schisteux verts, se rencontrent surtout audessus des chalets de Plan Drait ;
- les grès riches en mica (sortes de psammites) qui se situent immédiatement à l'Ouest du sommet du Grand Châtelard et aussi au niveau des escarpements les plus occidentaux du massif, dominant la vallée du Glandon.

4°- Les mylonites granitiques et brèches à éléments de roches cristallines se retrouvent un peu partout sur le plateau et jusque sur la crête de la Montagne du Failly (cote 1850). Les brèches ressemblent beaucoup, en masse, aux mylonites de granite qui les avoisinent, mais sont un peu plus chloriteuses, tout en restant assez claires. Lorsque ces brèches sont intercalées dans une série de schistes très verts, elles donnent avec eux, de loin, l'illusion d'une succession de lits migmatitiques. C'est le cas, entre autres, au-dessus des chalets de Plan Drait.

Ces formations sont toujours vertes, à divers degrés, parfois compactes, mais le plus souvent très schisteuses et seules les déterminations microscopiques, surtout en ce qui concerne les tufs spilitiques et les grès fins à ciment

chloriteux, permettent leur classification.

Il est à noter, enfin, en bordure Sud du plateau des Chamossières (approximativement vers la cote 2070) et au-dessus du chemin conduisant des chalets de la Balme au Col du Cochemin, l'existence d'un affleurement peu épais (3 à 4 m.) d'une roche blanche, à peine verdie par la chlorite, et à allure de granite hololeucocrate à grain fin. Cet affleurement dessine, dans la topographie, une petite croupe plus claire, intercalée parallèlement aux autres, parmi les faciès mylonitiques et bréchiques de cette bordure du granite du Rocheray, sans qu'il soit d'ailleurs possible d'établir avec exactitude, sur le terrain, les relations mutuelles de ces différentes roches.

Cet affleurement de granite à grain fin est accompagné de très nombreuses venues filoniennes de quartz stérile. Il semble donc, de prime abord, que cette roche fasse partie du matériel granitique altéré et écrasé du Rocheray-forêt du Sapey, mais elle aurait subi, en cet endroit, une transformation particulière en relation probable avec les fractures et la venue filonienne du quartz. Il n'est d'ailleurs pas rare de rencontrer, dans le massif du Grand-Châtelard, des faciès granitiques assez particuliers, juste au contact de venues filoniennes, par exemple à Bois-Feuillet.

Les formations du plateau des Chamossières peuvent être considérées, dans leur ensemble, comme représentant les faciès d'altération de la bordure occidentale du granite du Rocheray-forêt du Sapey, mêlés à des formations triasiques. La tectonique d'écrasement rendant particulièrement difficile le dépouillement de détail.

La majorité du plateau est formée de mylonites granitiques et de brèches à éléments cristallins, avec quelques passées de roches détritiques riches en mica, enserrant une écaille triasique laminée à coeur de calcaire bordé de spilites et de grès chloriteux.

L'extrémité du plateau, au niveau du Rocher des Morts

.....

est plus complexe. Là, sur une assez grande étendue et à partir d'un banc-repère de calcaires roux triasiques passant au-dessus des chalets de Plan Drait et de Plan Pra et indiquant la limite la plus occidentale du massif, se succèdent d'ouest en Est, en s'entremêlant, toute une série de "roches vertes". Les unes appartiennent uniquement au volcanisme triasique : spilites, tufs spilitiques, les autres correspondent à des roches détritiques, en partie d'origine cristalline et peut-être en partie aussi d'origine volcanique : grès feldspathiques et grès fins chloriteux à allure de greywackes. Ces formations peuvent être rattachées globalement au Trias.

L'érosion anté-triasique du granite du Rocheray-forêt du Sapey a conduit à la formation de toute une série de roches détritiques qui se sont trouvées remaniées et sédimentées, au début du Trias, en même temps que les projections et coulées spilitiques.

Une ou plusieurs phases tectoniques postérieures parachèvent leur mélange intime en pinçant des écaillles triasiques au sein des mylonites et brèches cristallines et en broyant et étirant mécaniquement la bordure extrême-orientale de ce massif, jusqu'à l'acquisition, pour toutes ces roches (laves, tufs, grès), d'un faciès commun schisteux vert.

Puisque ces différentes formations sont étroitement associées et forment une sorte de complexe volcano-détritique, il est bien évident que leur étude pétrographique comportera aussi bien celles des coulées, projections et grès à allure greywackeuse qui sont triasiques, que celle des mylonites et brèches à éléments de roches cristallines qui sont granitiques.

- Leurs caractères pétrographiques

1°- Les spilites

Les spilites du plateau des Chamossières présentent, au point de vue stratigraphique et pétrographique,

de légères différences par rapport à ceux de Loulla, décrits dans une note précédente (1960).

On ne retrouve pas à leur base l'assise de calcaires noirs spathiques. Cette absence totale peut être interprétée comme une lacune de sédimentation ou encore comme la conséquence de l'érosion et de la tectonique alpine. D'autre part, ces spilites peuvent apparaître au-dessus des calcaires dolomitiques à patine rousse qui, ailleurs (à Montvernier par exemple), les surmontent, et appartenir donc à une autre coulée.

Ce sont des roches d'un vert assez clair, incroyablement riches en cubes de pyrite et injectées de filonets de quartz. Elles ont subi, surtout dans l'écaillage de Chamossières, des effets de compression et d'étirement tels qu'il est difficile, du premier coup d'oeil, de diagnostiquer leur nature.

L'étude microscopique révèle, sans doute possible, leur appartenance aux laves spilitiques. Leur composition minéralogique est simple :

Chlorite	Oxyde de fer
Microlites de feldspath	Pyrite
Calcite, séricite	Quartz

La pâte est extrêmement fine : chloriteuse, calcique, sériciteuse et riche en fer. Elle noie de minuscules baguettes de feldspath séricitisé (albite probablement) et entoure des îlots (mais non des vacuoles) de calcite et de quartz recristallisé pouvant représenter des pseudomorphes très estompés de ferro-magnésiens.

Les cubes de pyrite parsèment la roche et sont bordés de quartz en pressure-shadow.

La structure est microlitique, très écrasée.

2°- Les tufs spilitiques

Ils avoisinent les laves sans qu'il soit d'ailleurs possible de spécifier s'ils sont bien stratigraphiquement à leur base. Il y a de fortes présomptions pour qu'il en soit ainsi, si l'on compare les données relatives

au gisement du plateau des Chamossières à celles d'autres gisements de spilites triasiques de la Zone Externe des Alpes : massif d'Allevard (L. MORET et R. MICHEL, 1958), Dôme de la Mure, région d'Oris-en-Rattier (J. SARROT, 1961 - p. 105) et où la position stratigraphique des tufs est évidente, à la base des coulées.

L'aspect de ces tufs est, en général, celui de schistes verts, mais il peut être également celui d'une roche compacte à pâte extrêmement fine.

En lame mince, un fond chloriteux, sériciteux et calcique dominant, entoure de nombreux éléments détritiques :

- fantômes de minéraux ferro-magnésiens, probablement d'anciennes olivines de par leurs contours ;
- restes d'amphiboles passant à de la chlorite ;
- fragments de feldspaths ;
- et minuscules globules de quartz.

La calcite est toujours très diffuse dans la pâte riche en fer.

3°- Les grès

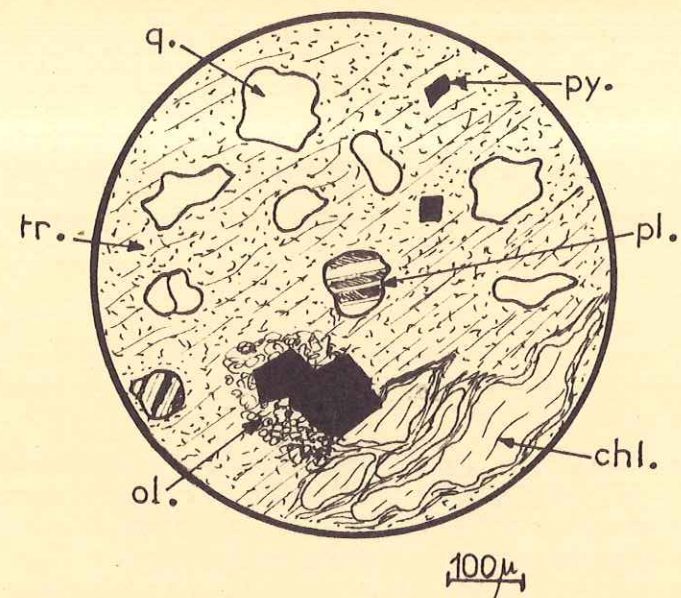
Les grès fins chloriteux

Ils ont un faciès très net de schistes verts, passablement oxydés ; ils sont tachés de pustules de limonite et ressemblent à certains tufs spiltiques. D'ailleurs, ils sont localisés au même endroit. Leur orientation, au-dessus des chalets de Plan Pra, est N 5° E avec des pendages de 55° au SE. Leur composition minéralogique est la suivante :

Chlorite abondante	Cubes de pyrite altérés en
Quartz détritique	oligiste
Fragments de feldspath	calcite, séricite
Restes de biotite chloritisée	petits granules d'apatite.

Les grains arrondis ou les éclats abondants de quartz détritiques sont cimentés par une trame chloriteuse et sériciteuse à larges éléments de calcite et gros amas d'oxyde de fer et de pyrite.

Les petits débris de feldspath montrent, le plus souvent, des mâcles multiples d'une parfaite netteté (oligoclase) ; ils ne sont alors entachés d'aucune espèce



MICROGRAPHIE DE GRES FIN CHLORITEUX

DU PLATEAU DES CHAMOSSIÈRES

- q. : quartz
 pl. : plagioclase (oligoclase)
 chl. : tache de chlorite
 py. : cube de pyrite
 ol. : oligiste
 tr. : trame de chlorite, séricite
 et calcite

Fig. 9

d'altération. Ce fait mérite d'être signalé lorsque l'on sait à quel degré de dégradation sont parvenus, par le jeu de diverses phases tectoniques, les minéraux anciens constituant les roches de ce massif (Fig. 9).

L'origine du ciment liant les éléments détritiques est difficile à préciser. La chlorite en constitue l'élément principal et elle est absolument indépendante de celle qui épigénise les quelques restes de biotite. A-t-elle une origine volcanique ? Ce que l'on peut se demander, étant donné que ce fond chloriteux et sériciteux est en tous points identique à celui des tufs spilitiques.

On ne distingue, il est vrai, aucune trace d'anciens minéraux ferro-magnésiens, mais cela n'exclut pas, pour autant, une origine en partie volcanique de ces roches.

On peut envisager, en effet, le remaniement de tufs spilitiques mêlés à l'arène granitique et leur consolidation finale aboutissant à des grès chloriteux à faciès de schistes verts. Ce serait alors des sortes de greywackes à ciment composé de poussières volcaniques.

Les grès feldspathiques

Ce sont encore des schistes verts oxydés, parfois peu compactés. Ils forment avec les spilites, les tufs spilitiques et les grès fins chloriteux qui leur sont associés, un "complexe schisteux vert" qu'il est impossible de dépouiller autrement qu'au microscope. Les autres "roches vertes" du plateau des Chamossières, contrairement à celles précédemment citées, possèdent toujours certains caractères macroscopiques qui laissent présager leur appartenance à tel ou tel groupe.

Les grès feldspathiques sont donc exactement semblables, à première vue, aux grès chloriteux ; leur composition minéralogique révèle en outre :

Gros feldspaths	Chlorite, séricite
Grains de quartz	Calcite
Petites boules d'apatite	Oxyde de fer, pyrite altérée en oligiste.

.....

La structure est schisteuse à trame de chlorite, de séricite et de calcite, englobant de très nombreux fragments d'oligoclase (mâcles fines et nettes), quelques grains de quartz et d'autres parfaitement sphériques d'apatite.

La différence entre les grès chloriteux et les grès feldspathiques à ciment chloriteux est, ici, basée uniquement sur la teneur plus ou moins importante de certains éléments détritiques sans qu'intervienne la nature du ciment qui reste inchangée.

Les grès riches en mica (sortes de psammites)

On les rencontre immédiatement au-delà du sommet du Grand-Châtelard, bordant le flanc ouest de la lame triasique du plateau des Chamossières, et également à l'extrémité Nord de la crête dominant les chalets de Plan Pra.

Ils ont des allures de micaschistes écrasés, verdis, riches en minuscules grains de quartz. Au microscope, leur composition minéralogique est la suivante :

Quartz détritique abondant	séricite, chlorite
Biotite très chloritisée	calcite diffuse
Fragments d'oligoclase	pyrite
Zircon, apatite, sphène	oxyde de fer

La structure est schisteuse laminée.

Les biotites sont entièrement épigénéisées en chlorite, allongées, écrasées et diversement orientées. Elles sont associées à la séricite, à la calcite et plus rarement, à de grandes taches de chlorite pour former un fonds abondamment parsemé de grains détritiques de quartz et de fragments de feldspaths.

Par endroits, ces grès peuvent inclure de petits galets de granite qui ont conservé leur structure granoblastique nette.

Ces roches sont composées d'éléments clastiques d'origine purement cristalline. Elles sont probablement l'homologue des grès arkosiques à grains quartzeux de la base du Trias de Montvernier. Mais ici, la bordure granitique étant riche en biotite, les grès formés contiennent plus de mica que

de quartz. Le Trias du plateau des Chamossières débiterait donc par un niveau gréseux légèrement différent de celui que l'on rencontre ailleurs, sur le massif, et qui ressemblerait par exemple à celui que l'on trouve en certains points de la base du Trias de Remollon (C. ALSAC, 1961 - p.40).

Les formations triasiques de la couverture du massif du Grand-Châtelard s'étendent donc, ici, beaucoup plus loin que l'assise de calcaires dolomitiques à patine capucin et recouvrent, de part et d'autre du Col de Cochemin, l'extrémité occidentale du massif, entre les chalets de Plan Drait et Plan Pra.

4°- Les mylonites granitiques et brèches à éléments de roches cristallines

Les brèches sont des roches compactes, très siliceuses, formées sur place par altération du granite. Leur teinte verte est assez différente de celle du "complexe schisteux vert" ; c'est une couleur plus claire mêlée de gris.

Au niveau du Rocher des Morts, certaines de ces brèches, interstratifiées parmi les schistes verts, sont recouvertes d'un enduit blanchâtre d'altération superficielle. L'ensemble mime de loin les lits de migmatites. Ce sont des brèches d'écrasement dérivant de granite déjà très mylonitisé. Leur composition minéralogique est la suivante :

Quartz très abondant	Pennine, calcite
Feldspaths	Oxyde de fer, pyrite
Restes de biotite altérée	Grains d'apatite

A certains endroits, la structure de la roche est nettement clastique : quartz anguleux noyés dans une matrice recristallisée de même nature.

Les feldspaths sont encore assez grands et les biotites forment des amas altérés, peu importants.

Le reste, c'est-à-dire tout le fond, est formé de séricite, de chlorite, de calcite diffuse et d'oxyde de fer. Ces mêmes éléments pouvant d'ailleurs se grouper en filonnets.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.

MAISON DES GEOSCIENCES

DOCUMENTATION

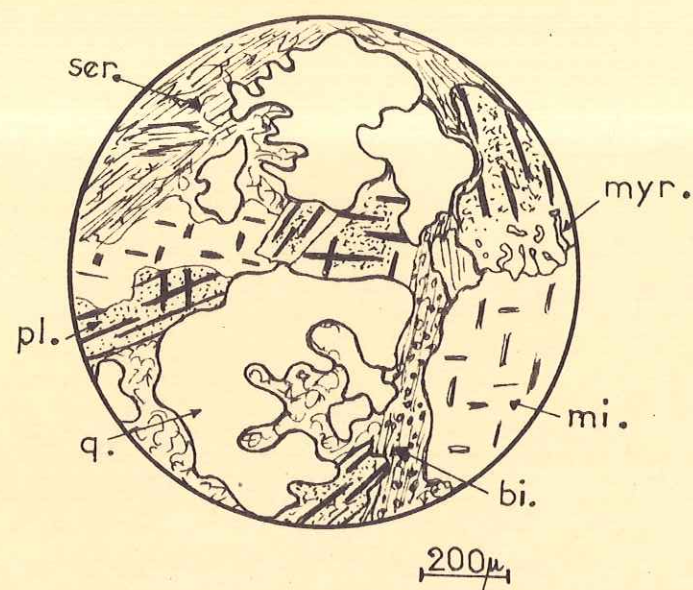
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX

Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58

Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

22 AOÛT 2003



MICROGRAPHIE DE GRANITE BLANC A GRAIN FIN

DU PLATEAU DES CHAMOSSIÈRES

- q. : quartz corrodé
 mi. : microcline
 pl. : plagioclase (oligoclase) séricitisé
 myr. : myrmékite
 bi. : biotite décolorée avec granules
 d'altération.
 ser. : feutrage de séricite et de phengite

Fig. 10

Ces brèches à éléments de roches cristallines sont bien identifiables lorsqu'elles sont intercalées parmi les schistes verts, mais à partir du moment où elles sont associées à des mylonites granitiques, ce qui se produit sur la majeure partie du plateau, elles ne le sont plus du tout.

Au microscope, les déterminations elles-mêmes sont difficiles. On retrouve tous les éléments du granite, mais complètement écrasés et resoudés par des veines de chlorite et de quartz recristallisé.

Par moment, des individus de feldspaths et de quartz sont juxtaposés, en éclats bréchiformes.

Associé à ces brèches et mylonites de granite, un faciès granitique blanc à grain très fin, apparaît en un seul endroit, au sud du plateau. Ce granite est accompagné de très nombreuses venues de quartz filonien.

Ce granite a la composition suivante :

Quartz lobé	Biotite décolorée
Oligoclase	Muscovite et phengite
Myrmékite	Oligiste en gros cristaux
Microline (structure en échiquier)	Séricite
	Limonite.

La structure est granoblastique engrenée. Seul, le quartz extrêmement abondant, présente des formes très particulières : il est lobé, ou dentelé, avec de grands golfes de corrosion (Fig. 10).

Ce faciès granitique particulier est en liaison avec des filons de quartz. On peut donc le considérer comme une variation locale du granite principal, en rapport avec la venue filonienne du quartz.

Il est difficile de faire la part, comme nous venons de le voir, entre les formations volcaniques, détritiques ou non, et les formations clastiques granitiques du Plateau des Chamossières.

On se trouve probablement là en présence d'une ancienne arène du granite du Rocheray-forêt du Sapey, dont

les éléments ont été repris sur place (étant donné l'abondance des feldspaths et la forme des grains de quartz), en même temps que se manifestaient les premières éruptions (projections et coulées) du volcanisme spilitique triasique.

Beaucoup plus tard, l'ensemble a été repris dans une phase tectonique alpine, qui a si bien broyé et transformé ces différentes roches, en les entremêlant, qu'il reste, à nos yeux, un ensemble chaotique difficile à déchiffrer dans le détail.

LES FACIES DE TRANSITION ENTRE LE GRANITE DU ROCHERAY-FORET
DU SAPEY ET LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES
ENCAISSANTES

Ce sont des faciès cristallophylliens représentés principalement par des gneiss et des amphibolites. Ils ont été très fortement contaminés par le granite du Rocheray-forêt du Sapey, si bien qu'il ne reste souvent plus trace de leur texture originelle, remplacée qu'elle a été par d'autres textures très voisines de celles que l'on rencontre dans les migmatites.

Il est donc tentant et plus facile, pour différencier ces roches et bien marquer le degré et l'allure des phénomènes de contamination, responsables de leurs faciès intermédiaires entre la série cristallophyllienne encaissante et le granite, d'utiliser pour elles les noms correspondant aux migmatites.

Il faut cependant préciser qu'en aucun cas, ici, les termes de gneiss migmatitiques, embréchite, anatexite ou granite ne désignent réellement des équivalents de migmatites fondamentales. Ils sont employés dans un sens purement descriptif, pour bien souligner la différence existant entre les faciès métamorphiques peu contaminés de la bordure septentrionale du Grand-Châtelard et les faciès très granitisés de la bordure orientale.

Cette bordure orientale peut se diviser en deux groupes :

1°- La zone de Pontamafrey - Pont d'Hermillon

Les gneiss granitisés sont très importants. Ils ont des allures embréchitiques et anatexiques et les faciès granitiques sont très dispersés dans ces formations.

Les amphibolites forment un petit massif au sein de ces gneiss très granitisés. Elles sont représentées par des amphibolites bien litées injectées de filons granitiques,

ou par des amphibolites massives ayant, par endroits, des faciès nébulitiques.

2°- Le Promontoire de l'Echaillon de ST-JEAN-de MAURIENNE

Ici, la contamination conduit à des faciès principalement granitiques, parmi lesquels les gneiss n'apparaissent que localement, surtout vers Hermillon.

Entre ces deux groupes existe donc seulement une différence, disons, quantitative. Les faciès de contamination sont les mêmes, mais il y a plus de granite et moins de gneiss à l'Echaillon que dans la zone de Pontamafrey - pont d'Hermillon ; il n'y a pas d'amphibolites à l'Echaillon.

1°- LA ZONE DE PONTAMAFREY - PONT d'HERMILLON

Les différents faciès de contamination des gneiss et amphibolites de la région de Pontamafrey et du pont d'Hermillon, occupent la bordure méridionale et une partie du centre du massif du Grand-Châtelard où ils forment une sorte de grosse lentille étirée de part et d'autre de la vallée de l'Arc.

A l'Ouest, dans la forêt du Sapey, ce sont des amphibolites massives, d'aspect grenu, qui sont directement en contact avec le granite syntectonique du Rocheray-forêt du Sapey. Au contact même, se sont développés aussi bien dans le granite que dans les amphibolites, des faciès plus basiques, riches en biotite. En amont de cette zone, les contacts ne sont pas visibles. Ils doivent être probablement masqués par la plaine alluviale de l'Arc, étant donné que le granite affleure seul, en rive gauche, et qu'immédiatement en face, ce sont déjà les faciès de contamination des gneiss qui apparaissent.

A l'Est, ces faciès sont recouverts par les assises discordantes du Trias ou par les formations morainiques, sous lesquelles ils s'enfoncent.

A Nord, enfin, ils se mêlent, au niveau du pont de la Madeleine, aux faciès très mylonitiques des schistes cristallins du Bois de Grande Combe.

Les faciès de contamination de Pontamafrey-Pont d'Hermillon étant nombreux et étroitement associés, leurs limites respectives (sauf dans le cas des amphibolites) sont difficilement traçables. On peut toutefois les classer en cinq groupes, suivant qu'ils présentent des faciès :

- gneissiques migmatitiques à passées de gneiss feuilletés,
- embréchites oeillés,
- anatexiques à lentilles d'amphibolites,
- granitiques,
- ou amphiboliques traversés par des filons granitiques.

a) Les faciès gneissiques migmatitiques à passées
de gneiss feuilletés

Ils se rencontrent dans les faciès anatexiques, en lentilles plus ou moins étendues, spécialement au Nord-Ouest du Chatel et jusqu'au-dessus de Pontamafrey. Les gneiss feuilletés sont rares et leurs affleurements constituant de petits septa dans les gneiss migmatitiques ne sont pas de dimensions cartographiables.

Ces gneiss migmatitiques, régulièrement imprégnés, disparaissent rapidement vers le Nord, au profit de faciès plus diffus, à traînées micacées un peu plissotées. Au-dessus de la carrière de Pontamafrey, ils ont une direction voisine de N 45° et sont très redressés avec des pendages de 75 à 85° vers le sud-est.

La composition minéralogique de ces faciès gneissiques migmatitiques est la suivante :

Microcline perthitique et poecilitique	Muscovite, phengite
Quartz	Séricite, pennine
Feldspaths séricitisés	Apatite, zircon
Biotite altérée ou non	Epidote, zoïsite
	Rutile.

La structure est granoblastique à cloisons.

La trame phylliteuse est repoussée et déformée par la venue secondaire d'un microcline sodique ($-2V=72-74^\circ$) en cristaux perthitiques et poecilitiques envahissants (recouverts d'une fine poussière brune probablement ferrugineuse) et par celle du quartz à forme amiboïde.

Les restes de biotite chloritisée et chargée de produits d'altération, forment les cloisons des autres minéraux. De nombreuses lamelles de muscovite, provenant de la décoloration complète de certaines biotites, sont associées à de la phengite (légèrement pléochroïque) et à des amas de chlorite à structure maillée caractéristique (antigorite).

On remarque aussi de minuscules paillettes de biotite très pléochroïques (ng : brun rouge - np : brun très clair) et exemptes d'altération. On peut se demander s'il n'y a pas eu recristallisation partielle de la biotite. Le fait que ces paillettes se rencontrent toujours en inclusion dans du quartz laisse à penser plutôt que ce sont

d'anciennes biotites protégées, en quelque sorte "mises à l'abri" d'une altération postérieure, par leur habitus particulier. On retrouve d'ailleurs un semblable phénomène, non seulement dans les faciès contaminés, mais également dans les faciès mylonitiques du granite du Roche-ray-forêt du Sapey.

Les feldspaths anciens : oligoclase An 12 et microcline, sont en plages séricitisées. Certains individus de plagioclase, ainsi que ceux, plus petits, inclus dans le microcline secondaire, montrent des bordures réactionnelles d'albite très développées.

- Les passées de gneiss feuilletés

Elles sont fréquentes dans les faciès gneissiques migmatitiques, uniquement au-dessus de la carrière de Pontamafrey ; ailleurs, elles le sont beaucoup moins. Ce sont des bancs concordants, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur et à texture litée fine.

Au microscope, la structure est granolépidoblastique.

Une trame serrée, discontinue, de biotite altérée et de mica blanc (muscovite et phengite) isole le quartz abondant, quelques feldspaths altérés (microcline et plagioclase : albite-oligoclase An 8-12) ainsi qu'un fond sériciteux indéterminable.

Le microcline est peu fréquent. Il n'apparaît pas comme un minéral secondaire, mais comme faisant partie du fonds quartzo-feldspathique ancien.

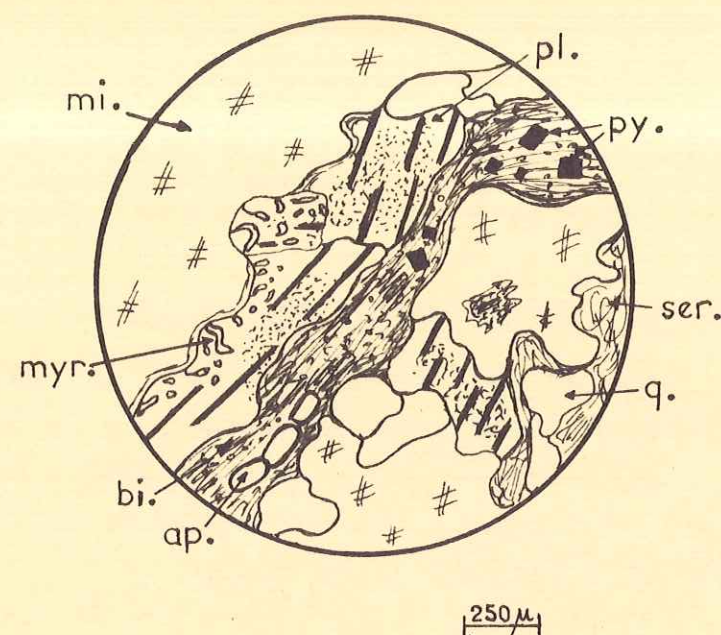
Il n'est pas possible de dire avec certitude si la muscovite provient en partie seulement, ou en totalité, de la destruction de la biotite ; il semble bien qu'elle soit uniquement d'origine récente.

On serait alors en présence de gneiss à biotite, rétrotransformés mais épargnés par la feldspathisation secondaire diffuse.

b) Les faciès embréchitiques ocellés

Ils sont très rares. On les rencontre, sur une faible étendue, au-dessus des faciès anatexiques, au niveau

.....



MICROGRAPHIE DU FACIÈS EMBRECHITIQUE OEILLE DE CONTAMINATION
DE PONTAMAFREY

- mi. : microcline perthitique
pl. : plagioclases séricitisés
myr. : myrmékite
q. : quartz
bi. : biotites altérées
ap. : apatite
py. : pyrite
ser. : feutrage de séricite

Fig. 11

du village de Pontamafrey, dans la falaise, rive droite du torrent du Ravichon. Elles sont surmontées, en discordance, par les grès arkosiques à grain quartzeux de la base de la série triasique de Montvernier. Cette remarque a son importance parce que les sédiments triasiques recouvrant ou bordant le massif du Grand-Châtelard sont fréquemment imprégnés de venues métallifères (pyrite et galène principalement) qui ont pu moucheter les formations sous-jacentes, comme c'est le cas pour les faciès embréchitiques oeilés de Pontamafrey.

Ces faciès embréchitiques sont représentés par des roches assez bien litées, montrant une trame gneissique encore nette et des yeux feldspathiques de couleur claire et de grande taille : 3 à 4 cm. de long sur 0,5 cm. de large.

Leur composition minéralogique est la suivante :

Microcline perthitique	Chlorite, séricite
Feldspaths séricitisés	Zoïsite, épidote
Myrmékite	Pyrite
Quartz	Apatite, zircon, rutile
Biotite altérée	Calcite.

La trame gneissique ancienne a une structure granolépidoblastique.

Les yeux sont formés uniquement de microcline sodique ($-2V=70-74^\circ$), pigmenté de brun, perthitique, en cristaux mâclés Carlsbad.

La myrmékite secondaire, formée aux dépens du plagioclase ou du microcline (M. ROQUES, 1955), se développe abondamment dans les feldspaths bordant le microcline. La concentration d'apatite, dans les amas biotitiques, est remarquable (Fig. 11).

Les cubes de pyrite sont nombreux et l'on note autour d'eux la recristallisation particulière du quartz en "pressure shadow" : phénomène assez souvent observé dans les sédiments de couverture des massifs cristallins de la région (dans les Grandes Rousses par J. LAMEYRE, 1958 - dans Belledonne, par D. DONDEY, 1960), plus rarement signalé dans les chistes cristallins eux-mêmes.

La schistosité de ces embréchites, encore très prononcée, n'a donc pas été affectée par la granitisation. Celle-ci s'est traduite par une imprégnation feldspathique bien localisée, en yeux, et non diffuse comme dans les faciès anatexiques.

Cette différence d'avec les faciès anatexiques provient probablement du fait que les embréchites oeillées (d'ailleurs très rares) dérivent de la feldspathisation de quelques lits de gneiss finement feuilletés, riches en micas et pauvres en feldspaths.

c) Les faciès anatexiques et les lentilles d'amphibolites

Les faciès anatexiques représentent, avec les quelques faciès granitiques qui leur sont associés, la masse principale de ces roches de transition.

Ils forment la falaise bordant la rive droite de l'Arc, depuis Hermillon jusqu'aux environs du Pont de la Madeleine, et sur la rive gauche, les escarpements situés immédiatement en aval du pont d'Hermillon.

On constate, du haut en bas de la falaise, aussi bien sur la rive droite que sur la rive gauche de l'Arc, que l'imprégnation devient rapidement très poussée. Un peu partout, les anatexites tendent à s'homogénéiser et à prendre localement un faciès granitique. Les termes de passage entre faciès anatexiques et granitiques s'observent en de nombreux endroits.

Ces anatexites ont des faciès très variés, et sans vouloir être catégorique, on peut cependant établir une différence entre les anatexites à texture encore un peu schisteuse de la rive droite de l'Arc et celles grossièrement grenues, plus fréquentes sur la rive gauche.

- Les faciès anatexiques à passées schisteuses

La foliation plus ou moins marquée des gneiss migmatitiques du Chatel tend à disparaître assez rapidement au Nord et au Sud de cette zone. Le faciès devient en général artéritique, à lits biotitiques très fins, plissotés, discontinus, séparés par des sortes de lits ou d'amandes

.....

quartzofeldspathiques importants. On rencontre assez souvent dans ces faciès anatexiques des passées schisteuses très écrasées, non granitisées, de faible étendue (1m. environ), ainsi que des lentilles (carrière de Pontamafrey) ou des bancs (entre Pontamafrey et la montée de Montvernier) d'amphibolites qui semblent également exemptes de granitisation.

La composition minéralogique de ces anatexiques est la suivante :

Microcline pérthitique et poecilitique	Chlorobiotite
Antiperthite	Zircon, apatite
Feldspaths séricitisés	Séricite
Quartz	Produits ferro-titanés

Structure granoblastique à phénocristaux de feldspaths et grandes plages envahissantes de microcline.

Seules remarques importantes :

- les lits biotiques, pourtant nets sur l'échantillon, se réduisent, en lame mince, à quelques paillettes de biotite chloritisée, d'orientation diffuse ;
- les bordures réactionnelles d'albite An 0-4 entourant les plagioclases (oligoclase) en contact avec le microcline sont très développées.

Les autres minéraux présentent les mêmes caractères que dans les faciès gneissiques migmatitiques.

- Les lentilles d'amphibolites à biotite associées aux anatexites à passées schisteuses.

Elles sont compactes et forment quelques enclaves, de la grosseur du poing, dans les faciès anatexiques. Ce sont des amphibolites à biotite et résidus de pyroxène, dont la composition minéralogique, en pourcentages volumétriques, est la suivante :

Hornblende verte	49,5	Sphène)	0,4
Feldspaths séricitisés	31,5	Apatite	(
Zoïsite	3,9	Chlorite)	
Biotite altérée	3,4	Calcite	(9,0
Quartz	2,3	Fragments de pyroxène		

La biotite se présente en très longues

lamelles en partie décolorées, associées à une hornblende verte ($-2V=62^\circ$), très pléochroïque, formant de gros cristaux automorphes incluant des feldspaths séricitisés, de l'apatite et du sphène.

Il y a très peu de quartz, un peu de chlorite et de gros filonnets de calcite. La calcite existe non seulement comme formation secondaire filonienne, mais aussi comme forme d'altération des amphiboles.

Les feldspaths : oligoclase et microcline, sont profondément transformés en un mélange de séricite, de zoïsite et plus rarement d'épidote. C'est une altération presque complète.

Le pyroxène est un diopside réduit à quelques fragments altérés. Sphène et apatite sont présents en petite quantité.

Ces amphibolites ne contiennent pas de feldspath alcalin récent, pourtant si développé dans les faciès anatexiques auxquels elles sont associées.

L'absence de microcline secondaire dans certains lits amphiboliques inclus dans des séries migmatisées est un fait déjà signalé par plusieurs auteurs, tant dans le Massif Central (A. BOINEAU et J. NICAISE, 1950) que dans les Alpes (C. BORDET, 1957) et interprété par eux comme le signe de la résistance des amphibolites à la migmatisation.

- Les faciès anatexiques grossièrement grenus

Le type en est pris, rive gauche de l'Arc, en face de la carrière de Pontamafrey.

La composition minéralogique de ces roches est la même que celles décrites précédemment.

La structure est granoblastique à gros grain. On remarque la concentration de la biotite en amas repoussés par le développement de très gros cristaux de microcline sodique, fortement pigmentés en brun.

La myrmékite secondaire est abondante.

Le quartz, à tendance amiboïde, comme le microcline, s'insinue entre les feldspaths en les corrodant.

L'apatite, en très gros cristaux, est remarquable, surtout en inclusions dans les amas biotitiques.

d) Les faciès granitiques

Ils se rencontrent un peu partout dans les faciès gneissiques très imprégnés ou dans les faciès anatexiques, que ce soit en rive droite de l'Arc, au niveau de Montbrunal, de Montvernier, de Pontamafrey, ou Hermillon (Hermitage Saint-Marin, sous la tour de Berold) ou en rive gauche, à la base de l'éperon rocheux en face du pont d'Hermillon.

- Le granite à biotite chloritisée de la carrière de Pontamafrey

Dans la carrière de Pontamafrey, les faciès anatexiques du sommet tendent, vers le bas de la falaise, à devenir de plus en plus granitoïdes et passent, ainsi, de manière diffuse, à un faciès granitique.

La texture de ce granite varie beaucoup d'un point à un autre. Elle est le plus souvent normale, mais peut être à grain fin ou, au contraire, à tendance pegmatitique.

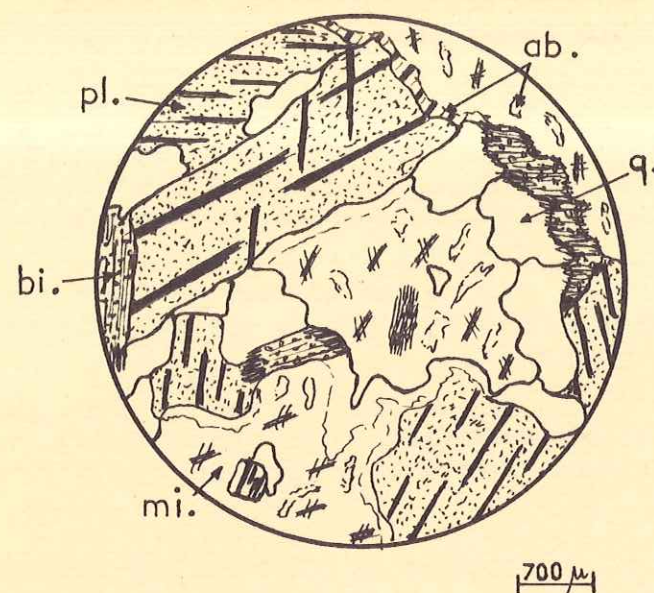
Ce granite possède, en outre, de nombreuses enclaves micacées.

Un échantillon de granite à grain moyen possède, en moyenne, une composition minéralogique, en pourcentages volumétriques, qui est celle-ci :

Oligoclase séricitisée	38,2	Séricite)	
Myrmékite		Epidote	(
Quartz	29,1	Zoïsite)	4,6
Microcline perthitique	20,1	Zircon	(
Biotite chloritisée	8,0	Calcite)	

La structure granoblastique à phénocristaux de feldspaths séricitisés, est identique à celle des anatexites, ce qui rend, au microscope, leur distinction difficile et laisse supposer, d'autre part, avec raison, que leur cristallisation est contemporaine.

Les feldspaths sont en grande partie transformés en un amas sériciteux rendant leur détermination difficile. Les zones les moins altérées correspondent à une oligoclase An 10-12 (Fig. 12).



MICROGRAPHIE DU FACIÈS GRANITIQUE DE CONTAMINATION
DE LA CARRIÈRE DE PONTAMAFREY

- pl. : plagioclase (oligoclase) très sericitisé
q. : quartz
mi. : microcline perthitique et poecilitique
ab. : albite marginale maclée et albite interne du microcline
bi. : biotite entièrement chloritisée et couverte de granules d'altération

Fig. 12

L'essentiel de l'apport de la granitisation est constitué par un microcline sodique ($-2V=70-72^\circ$) dont les plages sinueuses (légèrement brunes en lumière naturelle) ont pris un grand développement et son largement perthitiques et poecilites, englobant quartz, feldspaths et micas.

L'albite néoformée An6 est soit mâclée en minuscules individus, soit en taches floues plus ou moins allongées au sein du microcline. Elle forme également des bordures réactionnelles myrmékitiques autour des anciens plagioclases en contact avec le microcline.

L'albitisation du microcline peut tendre à la formation d'antiperthite.

On note, à côté de l'épidote et de la zoïsite, des inclusions de magnifiques cristaux de zircon.

Ce granite, de par sa composition minéralogique, se rapprocherait beaucoup d'un granite monzonitique. Sa composition chimique (analyste : Nicole VATIN-PERIGNON - Grenoble 1961) est celle d'un granite calco-alcalin.

		Paramètres de Niggli	
SiO ₂	65,60	si	276
Al ₂ O ₃	17,25	al	43
Fe ₂ O ₃	2,30	fm	19,5
FeO	1,20	c	17,5
MgO	1,30	alc	20
CaO	3,90	K	.44
Na ₂ O	2,70	mg	.41
K ₂ O	3,25	Ti	0,7
TiO ₂	0,20	p	0,2
P ₂ O ₅	0,15	Qz	+ 96
MnO	0,25	Paramètres américains	
CO ₂	2,00	I(II).3(4).2.3.	
H ₂ O+	0,15	or/plag. = 0,69	
H ₂ O-	0,05	An% = 20.	
Total	<u>100,30</u>		

Ces paramètres placent le granite à biotite

chloritisée de la carrière de Pontamafrey parmi les granites calco-alcalins monzonitiques. En éliminant la calcite secondaire et en recalculant les pourcentages d'oxydes, on reste néanmoins dans les limites des granites monzonitiques. Ces paramètres tirés de l'analyse recalculée sont les suivantes : $I' .3' .2.3$. Le plagioclase virtuel An20 est beaucoup plus riche en chaux que le plagioclase An 12-14 mesuré au microscope ; cette différence provient en grande partie du fait que les mesures ont été effectuées sur des plagioclases très altérés et dont seules les bordures plus alcalines étaient mesurables. On remarque, en outre, un fort pourcentage de corindon virtuel.

On constate, en outre, la parenté chimique existant entre ce faciès granitique de la zone de contamination et le granite du Rocheray-forêt du Sapey lui-même (p. 33).

Localement, le granite peut avoir un faciès hololeucocrate très net. Le grain de la roche est à peine plus fin que dans le type normal ; la différence essentielle vient du faible pourcentage (inférieur à 5 %) d'éléments noirs.

Au microscope, on retrouve les mêmes caractères que dans le granite à grain moyen, en ce qui concerne le matériel quartzofeldspathique.

La seule particularité réside dans l'altération progressive, très nette à suivre, des quelques rares lamelles de biotite. Les unes ont subi une chloritisation plus ou moins complète ; les autres, une décoloration conduisant au développement de muscovite.

La phengite est relativement importante (1,5 %).

On ne peut pas parler de faciès aplitique, ou même à tendance aplitique, malgré l'aspect extérieur de la roche, parce que la structure isogranulaire en mosaïque et la xénomorphie des éléments qui sont de règle dans les aplites, ne sont pas du tout réalisées ici.

Ce faciès ne représente donc qu'une variation locale, hololeucocrate, mais toujours monzonitique, du granite de Pontamafrey.

Les enclaves micacées de ce granite, se caractérisent par des amas de biotite brun rouge, à peine altérées, formant des lits discontinus ou cloisonnant les minéraux du granite.

Par ailleurs, il n'est pas rare d'observer dans ce granite des structures présentant des phénomènes cataclastiques nets.

Les éléments brisés et altérés sont resoudés par des veinules de quartz secondaire ou par une trame séréciteuse, chloriteuse et calcique.

A ce propos, il est à souligner que la chlorite envahissant les cassures de ce granite, n'est pas en liaison avec celle épigénisant les biotites. La pennine (déterminée au diffractomètre RX) qui jalonne les veinules bien visibles au microscope, ou qui, associée à des filons de quartz, remplit les grosses fractures, est une chlorite d'origine récente dont la venue est sans doute contemporaine et liée aux grands mouvements de l'orogénèse alpine.

Le type granitique de Pontamafrey se retrouve tout au long de la falaise bordant la rive droite de l'Arc jusqu'au-delà du cône d'éboulis sur lequel est bâti la route conduisant à Montvernier. Ce granite peut englober des restes de gneiss amphiboliques, mais conserve les mêmes caractères microscopiques et les pourcentages volumétriques de ses minéraux varient très peu.

Albite-oligoclase sérécitisée)	38,5	Chlorite, sérécite)
Myrmékite	(Muscovite)
Quartz	27,5	Phengite)
Microcline perthitique	26,0	Zoïsite, zircon)
Biotite très altérée	3,6	Calcite, pyrite)
		Oxyde de fer)

On note seulement que lorsque ce granite se trouve, comme à Montvernier, immédiatement en-dessous de la série triasique discordante, il présente une structure mylonitique accompagnée de zones pyriteuses.

- Le granite égrasé de Montbrunal

Il se trouve très près de la grande zone mylonitique et faillée du pont de la Madeleine et voisin, également, des spilites et dolomies rousses de la couverture sédimentaire du massif.

En lame mince, sa situation explique certains de ses caractères minéralogiques, comme l'abondance des cubes de pyrite et des traînées d'oxyde de fer, et la large part faite aux zones de recristallisation de quartz, à la séricite, la calcite et la chlorite.

Mise à part cette mylonitisation, ce granite se rattache bien à la série des différents faciès granitiques de cette zone de transition, avec l'importance de son quartz et de son microcline et les contours flous de ses affleurements passant à des faciès gneissiques imprégnés et écrasés.

- Le granite du pont d'Hermillon

Pris dans le bas de la falaise, rive gauche de l'Arc, à côté de la carrière d'amphibolites du pont d'Hermillon, ce granite est assez fin et les éléments noirs plus nombreux.

Ses minéraux caractéristiques sont les suivants, en pourcentages volumétriques :

Oligoclase séricitée	38,6	Epidote)	
Myrmékite		Zoïsite	(
Microcline perthitique	29,3	Spène	(2,3
Quartz	24,0	Pyrite)	
Biotite chloritisée		Limonite	(
ou non	5,0			

L'allure générale de la roche, vue au microscope, est la même que celle du granite de Pontamafrey, avec une structure granoblastique très hétérogranulaire ; leur composition minéralogique est d'ailleurs à peu près équivalente. Cependant, on remarque :

- que le microcline sodique ($-2V=74-76^\circ$), à tendance parfois automorphe (avec mâcles de Carlsbad), est fortement pigmenté d'une fine poussière brune accumulée dans certaines zones préférentielles ou soulignant les clivages.

- que les biotites sont entièrement épigénisées en chlorite et que leurs clivages sont bourrés de granules de zoïsite, d'épidote et de sphène. Qu'il existe par ailleurs, plusieurs cristaux automorphes de biotite fraîche, à teintes de pléochroïsme très vives, en inclusion dans du quartz.
- enfin, que les myrmékites secondaires, nombreuses et belles, sont développées en couronne autour des plagioclases (oligoclase An 18) en contact avec le microcline, ainsi qu'en bourgeons (plus rares) dans le microcline.

La répartition de nombreuses zones granitiques un peu partout dans les faciès anatexiques des deux rives de l'Arc, confère à ces granites une origine contemporaine de la contamination des gneiss. Il en est de même du granite de l'Hermitage Saint-Marin, malgré qu'il soit très différent des deux autres.

- Le granite à deux micas de l'Hermitage
Saint-Marin

Entre la zone amphibolique du Chatel et le cône de déjection sur lequel est bâti le village d'Hermillon, la falaise est constituée de gneiss granitisés, avec des faciès anatexiques passant localement, au niveau de l'Hermitage Saint-Marin (sous la tour de Berold), à des faciès granitiques.

Ce granite ne ressemble pas à celui de la carrière de Pontamafrey qui, pourtant, lui est le plus voisin. Il est à grain assez fin et à deux micas (sorte de granulite).

Sa composition minéralogique est (en % vol.) :

quartz	39,8	séricite, chlorite)
microcline	24,8	épidote, zoïsite	(
oligoclase	19,9	zircon) 9,6
muscovite et phengite	3,4	oxydes de fer	(
biotite (très baltérée)	2,5	calcite)

La structure est granoblastique à très grands feldspaths.

La muscovite ancienne est très reconnaissable à côté de celle, récente, dérivée de la biotite par décoloration complète et exsudation de produits ferro-titanés et à côté de la phengite. La proportion de mica blanc est cependant assez faible.

Ce granite est, en outre, très fracturé, riche en amas de calcite et sa composition minéralogique se révèle être celle d'un granite leucocrate monzonitique à très forte teneur en quartz.

Par rapport au granite de Pontamafrey et à celui du pont d'Hermillon, le granite de l'Hermitage Saint-Marin se distingue essentiellement par la présence constante de mica blanc bien visible à l'oeil nu (muscovite et phengite) à côté d'un peu de biotite chloritisée, la perthitisation très faible du microcline, l'abondance relative du quartz et l'altération générale encore plus poussée.

e) Les faciès amphiboliques traversés par des filons granitiques

Ils constituent un horizon important dans cette zone de transition et sont en relation probable avec les quelques rares lentilles amphiboliques éparses dans les faciès anatexiques. Leur gisement est, comme pour les faciès anatexiques et granitiques, scindé en deux par la vallée de l'Arc. L'un se situe sur la rive droite, au niveau du village du Chatel ; l'autre, en face, entre la falaise du Rocheray proprement dit et le pont d'Hermillon.

Les caractères communs à ces deux gisements sont :

- de présenter des faciès d'allure gneissique, migmatitique et dioritique ;
- d'être coupés en tous sens par des filons granitiques plus ou moins leucocrates et parfois très importants ;
- de montrer microscopiquement un feutrage chatoyant de hornblende communiquant aux roches, en général, une teinte vert foncé caractéristique ;
- de posséder une proportion d'amphibole soit supérieure, soit à peu près équivalente à celle des feldspaths.

- Les amphibolites du Chatel

Elles présentent, au point de vue texture, deux types différents dont les limites d'affleurement sont très imprécises.

Les amphibolites à texture gneissique fine sont bien visibles au niveau de la Chapelle N.D. du Chatel où elles forment des bancs assez épais localement, de direction N 40° E avec parfois des plongements de 30° environ vers l'Ouest.

Rapidement, à mesure que l'on s'élève en direction de la tour de Berold et sous la tour, ce faciès varie sensiblement et devient hétérogène avec des passées d'allure très migmatitique et d'autres encore nettement orientées. Ces amphibolites à faciès irrégulier sont injectées de filons granitiques parfois très importants (comme celui que l'on voit dans la falaise dominant l'Arc), en concordance avec elles ou les recoupant.

Plus à l'Est, la stratification redevient régulière, mais les bancs amphiboliques, à l'inverse de ceux de la Chapelle N.D. du Chatel, sont à pendage Est de 30°.

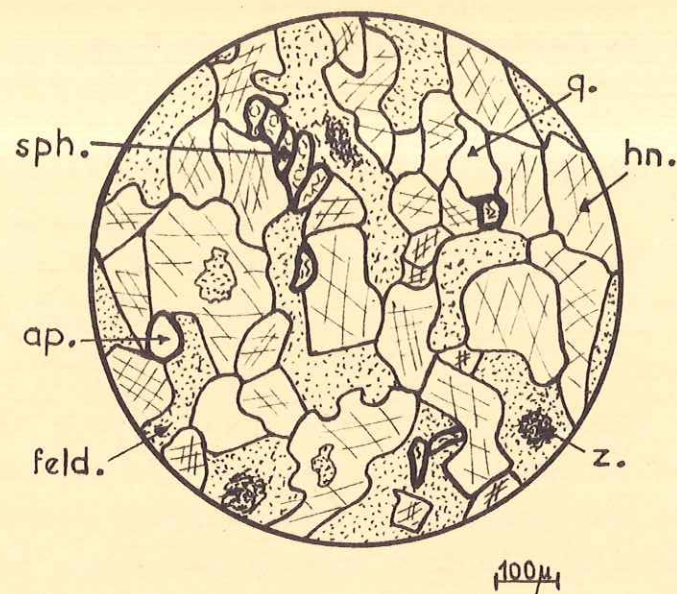
Une faille dirigée Sud-Ouest/Nord-Est, plongeant de 75° vers l'Est et jalonnée d'une brèche à éléments de quartz, met ces amphibolites en contact avec les faciès anatexiques et granitiques de l'Hermitage Saint-Marin.

Les amphibolites à texture gneissique de la Chapelle N.D. du Chatel présentent à l'oeil nu une très grande régularité. Ce sont des roches faites d'une alternance de lits clairs feldspathiques et de lits foncés amphiboliques.

Leur composition minéralogique, en pourcentages volumétriques, est la suivante :

Feldspaths séricitisés	45,4	Quartz	3,1
Hornblende commune	35,5	Apatite	0,4
Zoisite	5,8	Calcite) 5,6
Sphène	4,2	Pyrite	

.....



MICROGRAPHIE D'AMPHIBOLITE A TEXTURE GNEISSIQUE

DE NOTRE-DAME DU CHATEL

hn. : hornblende verte

feld. : fond feldspathique entièrement
séricitisé

q. : quartz

z. : amas de zoïsite

sph. : sphène

ap. apatite

Fig. 13

La structure est granoblastique et le litage de la roche, bien visible sur l'échantillon, n'apparaît plus en lame mince.

L'amphibole ne constitue pas, à proprement parler, des lits, car si elle présente bien une certaine orientation, elle est cependant suffisamment bien cristallisée pour donner à l'ensemble un aspect grenu. C'est une hornblende commune ($-2V=76^\circ$), à fort pléochroïsme dans les tons vert brun (ng), jaune brun (np) et dont les cristaux petits sont corrodés par le fond quartzofeldspathique altéré (Fig. 13).

Les feldspaths (oligoclase moyennement basique) se présentent en très grands plages, ou, au contraire, en minuscules individus entre les amphiboles. Leur altération générale, séricitique, est accompagnée de production de petits cristaux de zoïsite, en amas importants.

Le quartz est assez réduit. Le sphène et la calcite, au contraire, très abondante. La calcite provient, pour partie de la transformation de certaines amphiboles et d'une imprégnation secondaire diffuse.

Il n'y a ni biotite, ni trace de pyroxène.

Les amphibolites massives, d'allure légèrement migmatitique de la tour de Berold

La hornblende verte (ng : vert foncé ; np : vert clair), très abondante : près de 80 % de l'ensemble, se développe soit en cristaux bien formés (de 0,2 cm. environ) à clivages soulignés par de l'oxyde de fer et de la calcite, soit en plages xénomorphes poecilitiques, à peine clivées (ressemblant à de la chlorite), à contours lobés et corrodés par les feldspaths.

Ces derniers, qui présentent les mêmes caractères d'altération décrits plus hauts, ont des raies intermédiaires entre celles de l'oligoclase et de l'andésine (détermination au diffractomètre de Rayons X). Ils forment dans les lits amphiboliques des traînées sinueuses caractéristiques.

On rencontre accessoirement de petites plages arrondies de quartz (2,1 %) et de minuscules grains de sphène et d'apatite. La calcite est largement diffuse à travers toute la roche.

Il n'y a pas de biotite, pas de pyroxène et très peu de chlorite (pennine).

L'absence de pyroxène dans les amphibolites du Chatel est assez remarquable, d'autant plus que ce minéral se rencontre en tous petits fragments dans les lentilles

amphiboliques associées aux faciès anatexiques et, d'une manière plus développée, dans les amphibolites gneissiques de la carrière du Pont d'Hermillon.

L'analyse chimique d'une amphibolite massive de la tour de Berold (analyste : R. DEBIARD, 1962) donne les résultats suivants :

SiO ₂	43,25	Paramètres de Niggli
Al ₂ O ₃	14,20	si = 90
Fe ₂ O ₃	3,90	al = 17
FeO	10,70	fm = 52
MgO	8,65	c = 25
CaO	11,15	alc = 6
Na ₂ O	2,15	k = .26
K ₂ O	1,15	mg = .52
TiO ₂	1,05	ti = 1,6
P ₂ O ₅	0,15	p = 0,1
MnO	0,45	
H ₂ O+	3,10	Paramètres américains
H ₂ O-	0,05	III(IV).5' . '4.4 [(1)2.3.2.'3]
Total	<u>99,95</u>	

D'après la nomenclature de A. LACROIX, l'équivalent plutonique de cette amphibolite est un type assez basique de la famille des gabbres.

On remarque que cette roche est riche en fer et en titane, mais également en chaux. Cette dernière est due, en partie, à l'abondante calcite diffuse dans toute la roche, d'ailleurs le dosage d'H₂O+ (3,10 %) doit englober un fort pourcentage de CO₂.

.....

- Les amphibolites du Pont d'Hermillon - forêt
du Sapey

Leur gisement est beaucoup plus important que celui du Chatel. Depuis la carrière du Pont d'Hermillon, où leurs éboulis sont exploités, on peut les suivre à l'Ouest jusque dans la forêt du Sapey. Du Sud au Nord, les amphibolites occupent la rive gauche de l'Arc depuis la falaise du Rocheray jusqu'aux escarpements dominant le ravin des Pierres, en face du Chatel.

Leur masse, compte tenu de la petitesse du massif, est assez considérable, car si la dénivellation au niveau du Chatel est peu importante (de 543 m. à 825 m.), au niveau de la carrière du pont d'Hermillon, elle est d'environ 700 m. (depuis le bas de la falaise jusque dans la forêt du Sapey).

Les amphibolites du pont d'Hermillon-forêt du Sapey présentent, comme au Chatel, deux textures différentes.

D'une part, des amphibolites à stratification régulière et à allure de gneiss, qui sont injectées en tous sens de venues granitiques, parfois en très grandes masses. Elles forment la falaise depuis le Rocheray jusqu'au pont d'Hermillon et peuvent être traversées localement par de nombreux filons d'épidote et de quartz. D'autre part, des amphibolites banales, homogènes, très finement litées ou d'aspect grenu et à veines quartzofeldspathiques en traînées nébuleuses, qui sont géographiquement localisées au-dessus des précédentes, en bordure Est de la forêt, directement en contact avec le granite du Rocheray-forêt du Sapey.

Nous avons vu, lors de l'étude de ce granite, qu'il existe également, dans la forêt du Sapey, des roches assez particulières, affleurant le long d'une bande étroite de terrain, dirigée approximativement SSW/NNE et étirée entre les amphibolites vertes normales et le massif granitique.

Parmi les roches de ce contact, les unes sont

.....

des amphibolites, très difficilement reconnaissables comme telles ; ce sont, en effet, des roches sombres, très légèrement verdies, d'aspect plutôt schisteux et qui frappent, de prime abord, par leur faciès très riche en petites biotites fraîches. Cette profusion de biotite dans le faciès de bordure des amphibolites peut s'interpréter, comme il est dit plus haut (P. 40), comme le résultat d'une granitisation particulière des amphibolites au contact du granite syntectonique du Rocheray-forêt du Sapey, lors de la mise en place de ce dernier.

Ailleurs, les amphibolites sont bordées par les faciès de contamination des gneiss.

Les amphibolites gneissiques à pyroxène, zoïsite et biotite de la carrière du pont d'Hermillon

Elles sont très régulièrement formées de minces lits feldspathiques séparant des lits amphiboliques plus épais. Elles sont par ailleurs très fracturées et traversées de filons granitiques.

W. KILLIAN et J. REVIL (1904) estimaient que ces amphibolites étaient injectées par deux venues granitiques successives. Ils décrivaient, avec beaucoup de précision, ce phénomène, de la manière suivante : dans la carrière du pont d'Hermillon "on peut voir de beaux gneiss amphiboliques rubanés et des amphibolites alternant avec des lits granitiques. Non seulement on peut observer tous les passages de la roche éruptive lit par lit par une première poussée éruptive. Une deuxième poussée est attestée par l'existence d'un système indépendant de filons. Ces filons coupent les strates de l'amphibolite ; les plus gros en englobant même des fragments diversement orientés. Les filonnets se ramifient et vont se terminer souvent parallèlement aux couches amphiboliques. On remarque que certains d'entre eux se coupent, indiquant ainsi deux venues successives dans cette deuxième poussée granitique ".

.....

La composition minéralogique (en % vol.) de ces amphibolites est la suivante :

Hornblende commune	48,4	Quartz	1,0
Feldspaths séricitisés	37,2	Apatite	0,8
Diopside (+2V=60°)	7,9	Biotite	0,5
Zoïsite	2,8	Calcite	
Sphène	1,4	Pyrite	

La structure est peu orientée, granoblastique. Le litage marqué des roches, vues à l'oeil nu, n'apparaît, comme pour les amphibolites du Chatel, que très peu en lame mince.

Hornblende et diopside sont très abondants et se détachent sur un fonds essentiellement feldspathique, chargé de granules de zoïsite et de paillettes de séricite.

Les plages de hornblende commune, vert brunâtre (-2V=78 à 80°) sont allongées, poecilites, parfois déchiquetées à leurs extrémités, souvent corrodées et altérées, et tiennent en inclusion des grains de feldspaths. Elles contrastent avec les gros noyaux ou les fragments éparpillés dans toute la roche, de diopside, aux fissures comblées de calcite et de produits d'altération (début d'ouralitisation).

Les feldspaths, que ce soit l'oligoclase ou un peu de microcline faiblement sodique (-2V=78-80°), présentent le même degré d'altération que dans les amphibolites du Chatel.

La biotite est peu importante, en lamelles entièrement décolorées (mais non chloritisées) et à cliques bourrés de granules d'altération.

Sphène et apatite se remarquent partout, alors que le quartz par sa rareté, fait figure de minéral accessoire.

La composition chimique d'une amphibolite gneissique du pont d'Hermillon s'établit comme suit :
(Analyste : R. DEBIARD, 1962) :

SiO ₂	49,25	Paramètres de Niggli
Al ₂ O ₃	14,05	si = 113
Fe ₂ O ₃	2,55	al = 19
FeO	7,90	fm = 47
MgO	8,15	c = 25
CaO	10,05	alc = 9
Na ₂ O	2,15	k = .47
K ₂ O	2,80	mg = .59
TiO ₂	1,45	ti = 2,5
P ₂ O ₅	0,25	p = 0,1
MnO	0,30	
H ₂ O+	1,40	Paramètres américains
H ₂ O-	0,05	III.5.3.3. [(1)2.(2)3.2.2(3)]
Total	100,35	

L'équivalent éruptif de cette amphibolite, d'après A. LACROIX, serait intermédiaire entre la famille des diorites et celle des gabbres.

C'est une roche assez riche en titane, ce qui confirme bien l'abondance des cristaux de sphène vus au microscope. Quant à la chaux, son fort pourcentage est imputable pour partie à la calcite, mais surtout à tous les minéraux calciques d'altération (tels la zoïsite) qui abondent dans la roche.

Les filons granitiques recoupant ces amphibolites, sont bien visibles dans les blocs éboulés de la carrière ; ils sont à rapprocher du faciès hololeucocrate du granite de Pontamafrey.

On y retrouve, en lame mince, le développement important du microcline secondaire (plus du 1/3 de

la roche) avec ses caractéristiques particulières, ainsi que l'abondance de la myrmékite autour des feldspaths le voisinant.

Les phénomènes d'altération des micas (chloritisation) et des feldspaths (séricitisation) se retrouvent également avec la même intensité.

Les amphibolites banales, finement litées ou d'aspect grenu, de la bordure Est de la forêt du Sapey

Elles ont, au microscope, une structure identique à celles, gneissiques, de la carrière du pont d'Hermillon, mais en différent cependant par leur composition minéralogique moyenne (en % vol.).

On note en effet :

- l'absence quasi totale du pyroxène, réduit à quelques minuscules petits fragments ;
- la coexistence de deux variétés de hornblende commune (46,3 %), l'une pléochroïque dans les tons franchement verts (ng : vert foncé - np : vert clair), l'autre dans les tons brun vert, brun jaune, altérées en calcite et chlorite (pennine) ;
- la présence un peu plus abondante de feldspaths séricitisés (45,5 %) : les plagioclases étant toujours deux fois plus importants que le microcline, du quartz (2,3 %) et des lamelles décolorées de biotite (0,8 %) ;
- enfin, l'importance relative du sphène (2,1 % - gros cristaux losangiques caractéristiques) et de l'apatite (1,1 % - véritables chapelets de grains hexagonaux ou arrondis) par rapport à la zoïsite (1,9 %).

L'analyse chimique d'une de ces amphibolites finement litée donne les résultats suivants (Analyste : R. DEBIARD, 1962) :

....

SiO ₂	50,65	Paramètres de Niggli
Al ₂ O ₃	17,50	si = 124
Fe ₂ O ₃	1,85	al = 25
FeO	5,70	fm = 41
MgO	7,10	c = 24
CaO	8,95	alc = 10
Na ₂ O	2,10	k = .50
K ₂ O	3,20	mg = .63
TiO ₂	0,80	ti = 1,5
P ₂ O ₅	0,15	p = 0,1
MnO	0,20	
N ₂ O+	2,30	Paramètres américains
H ₂ O-	0,05	II'.5.3 (4).3. [(1)2.2(3). '2.2. ']
Total	<u>100,55</u>	

Par rapport aux deux autres types amphiboliques analysés plus haut, cette roche s'en distingue par son enrichissement en silice et alumine et par sa perte en fer, magnésie et chaux. Elle présente en effet un type leucocrate qui équivaut à la famille des diorites. Son pourcentage en titane est également nettement inférieur à celui relevé dans les autres parties du gisement.

Le problème de l'origine de ces amphibolites

Une étude ayant déjà paru à ce sujet, (N. VATIN-PERIGNON (1962 a), je me bornerai à en faire le compte-rendu.

Il est difficile de se prononcer avec exactitude sur l'origine des amphibolites du Chatel - pont d'Hermillon. Les déductions possibles sont basées à la fois sur des conditions de gisement, des observations d'ordre pétrographique et des critères fournis par les trois analyses

chimiques.

- Les amphibolites du Chatel

Sur le terrain, elles apparaissent massives au centre du gisement, gneissiques sur les bords ; ces dernières pouvant alors servir de terme de passage, dans une série sédimentaire, entre des bancs argilo-schisteux (donnant les gneiss à biotite) et d'autres plus marno-calcaires (donnant les amphibolites massives).

L'étude pétrographique et chimique semble infirmer cette hypothèse. Ce sont des roches presque uniquement constituées d'amphiboles et de feldspaths, ferrifères et riches en titane (1,05 %). Si l'on s'en réfère aux critères distinctifs que P. LAPADU-HARGUES (1952 - 1953 - 1958) a tenté d'établir entre ortho et para-amphibolites, il apparaît alors, du moins pour les amphibolites massives qui forment la grande majorité du gisement, qu'une origine éruptive, à partir de roches à composition de gabbres par exemple, est assez probable.

- Les amphibolites du pont d'Hermillon forêt du Sapey

Les amphibolites gneissiques, lardées en tous sens de filons granitiques, affleurent dans la carrière du pont d'Hermillon et au-dessus d'elle. Elles passent, vers le haut, à des amphibolites banales homogènes, qui sont directement en contact avec le granite du Rocheray-forêt du Sapey, et présentent des faciès de bordure nettement enrichis en biotite.

Les analyses chimiques de ces deux types amphiboliques ne résolvent pas entièrement le problème de leur origine ; cependant, pour les amphibolites de la carrière tout au moins, une origine à partir de roches grenues semble assez vraisemblable. En effet, ces roches, bien que nettement stratifiées

.....

macroscopiquement, sont constituées d'amphiboles et de pyroxène qui ne forment pas des lits alternés, mais un ensemble grenu de minéraux enchevêtrés. Penser que la roche originelle puisse avoir été un gabbre est donc plausible, d'autant plus que ces amphibolites renferment un fort pourcentage de sphène : 1,45 % de titane dosé à l'analyse, difficilement compatible, d'après P. LAPADU-HARGUES (1958), avec une origine para.

Quant aux amphibolites banales, feldspathiques, de la bordure Est de la forêt du Sapey, leur certaine richesse en quartz est peut-être due à une contamination par le granite du Rocheray-forêt du Sapey, puisque aussi bien que les autres faciès cristallophylliens, ces amphibolites sont situées dans une zone de contamination due à ce granite.

Il ne semble pas possible, a priori, d'envisager une origine particulière pour chaque faciès amphibolique, car ces roches sont étroitement associées et forment, dans leur ensemble, un massif net, bien individualisé, en bordure du granite principal et pointant parmi les faciès cristallophylliens granitisés qui le bordent au Nord et au Sud.

Une origine commune est donc à retenir et, plus particulièrement une origine à partir d'un massif de roches grenues, diorites et gabbres.

- Les amphibolites dans le cadre de la contamination
des formations cristallophylliennes par le granite
du Rocheray-forêt du Sapey

De l'étude des amphibolites et des filons granitiques qui les recoupent, ressortent plusieurs observations intéressantes.

Dans le cas des amphibolites, on remarque :

- l'absence de microcline secondaire, d'albite réactionnelle et de myrmékite ;
- la néoformation de minéraux dûs à la rétroformation ;

- La corrosion des amphiboles et l'altération des pyroxènes ;
- Le développement du quartz dans certains faciès.

Dans les filons granitiques, on remarque :

- Outre les nouvelles paragénèses minérales dues à la destruction des minéraux antérieurs,
- l'apparition nouvelle du microcline et celle, moins représentative, du quartz.

Etant donné que l'altération des minéraux des amphibolites est, en tous points, comparable à celle des minéraux des gneiss feuilletés non contaminés, leur évolution est donc contemporaine.

Ces amphibolites proviendraient de l'ectinisation ancienne (responsable de leur texture gneissique) de roches éruptives grenues (gabbres et diorites). Elles auraient été, ensuite, contaminées par le granite du Rocheray forêt du Sapey d'une manière assez spéciale, se traduisant soit par une injection filonienne granitique, soit par le développement du quartz, soit encore, pour les formes de bordure du granite, par un enrichissement très net en biotite, sans pour autant que ces amphibolites elles-mêmes subissent de feldspathisation secondaire diffuse. Les phénomènes de rétro-morphose les affectant sont, soit contemporains, soit postérieurs à cette contamination.

Y aurait-il eu alors deux types de contamination par le granite, l'une spéciale aux gneiss (feldspathisation secondaire diffuse essentiellement), l'autre aux amphibolites (injection filonienne granitique, développement du quartz ou enrichissement en biotite) ?

En étudiant les phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais, JM. PETERLONGO (1956) constate "que l'absence ou tout au moins la rareté du

microcline dans les amphibolites migmatitiques, ne vient pas du "refus" malaisément explicable d'un apport général de potassium, mais tout simplement du fait que ce dernier élément n'existe pas, ou existe en faible proportion seulement, dans la roche initiale".

Il est donc normal, si l'on se reporte aux amphibolites du Chatel - pont d'Hermillon, de ne trouver que peu ou même pas du tout de microcline secondaire dans ces roches, pratiquement dépourvues à l'origine, de biotite (0,8 % au maximum).

La contamination des amphibolites par le granite du Rocheray-forêt du Sapey se traduit donc par un réarrangement de leur texture, leur donnant des allures migmatitiques plus ou moins nébulitiques, avec concentration importante (au Chatel) de zones purement amphiboliques, par une injection filonienne granitique (bien visible au pont d'Hermillon), par le développement du quartz (dans les amphibolites de la bordure Est de la forêt du Sapey), et par l'enrichissement en biotite des faciès amphiboliques au contact du granite.

On ne peut donc pas dire, malgré une allure souvent identique de gneiss amphiboliques, que les amphibolites du Chatel - pont d'Hermillon sont, à l'instar de celles de Bourg-d'Oisans (P. GIRAUD, 1962) migmatisées par un apport feldspathique plagioclasique. Nous ne sommes pas ici en présence de véritables migmatites, mais de roches contaminées, à divers degrés et différemment, par le voisinage immédiat du granite du Rocheray-forêt du Sapey. De plus, dans les amphibolites du Grand-Châtelard, les feldspaths sont anciens et l'allure gneissique des roches est la conséquence d'une ectinisation bien antérieure à leur contamination.

2°- LE PROMONTOIRE DE L'ECHAILLON DE SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE

Sur la rive droite de l'Arc, entre le ravin descendant de Montandré au Sud et le grand cône de déjection du ruisseau des Rodins sur lequel est bâti le village d'Hermillon au Nord, le Promontoire de l'Echaillon forme un petit massif bien individualisé, mais qui fait partie cependant, de l'ensemble du massif cristallin du Grand-Châtelard et plus particulièrement de la zone de transition entre le granite du Rocheray-forêt du Sapey et les formations cristallophyliennes encaissantes.

L'Echaillon lui-même est un petit hameau de la Commune d'Hermillon, situé dans la plaine en face de Saint-Jean-de-Maurienne, au pied d'une voie romaine en forme d'escalier (ad Escalones donnant le nom d'Echaillon par déformation), tracée tout près de là, dans le rocher (S. TRUCHET, 1902).

Bien avant que ne soient connues sa géologie et ses particularités tectoniques, ce Promontoire était célèbre par ses eaux thermales, dont l'utilisation remonterait, d'après la tradition, à l'An 628 de la Fondation de Rome (A. GIRARD, 1926), mais plus certainement à 1696 (J.A. GIOBERT 1822), quelques années avant l'installation de thermes à l'Echaillon (A. CIVIALE, 1882). Ce sont probablement des eaux vadeuses, d'origine superficielle (L. MORET, 1954), minéralisées lors de leur passage dans les calcaires dolomitiques du Trias (J. REVIL, 1908), riches en vases rougeâtres silico-calciques (L. MORET, 1946) et en substances radioactives (G.A. BLANC, 1905 - 1906 ; A. CHEVALLIER, 1923). Ces eaux sourdent, manifestement, au niveau de la vallée, des fissures et diaclases du cristallin, puis vont se perdre dans les alluvions de l'Arc. Elles sont captées non loin d'une bande d'arkose à éléments granitiques (W. KILIAN et J. REVIL, 1902).

L'étude géologique de ce petit massif ne

remonte pas aussi loin, mais étant donné sa facilité d'accès d'une part, l'intérêt de ses eaux thermominérales d'autre part, il fut cependant très vite étudié en détail.

Ch. LORY (1861) relevait, sur toute la longueur du massif, la coupe suivante, du Sud au Nord :

- des schistes cristallins micacés ou d'aspect talqueux, surmontés, aux bords de l'Echaillon, par des alternances de schistes lustrés et de calcaires ;
- des gneiss dans lesquels le mica est remplacé en partie ou en totalité par de l'amphibole ;
- une protogine entrecoupée, sur une petite étendue, de gneiss amphiboliques et de micaschistes, qui ont dû glisser le long d'une faille, de manière à se placer en avant de l'escarpement de protogine.

W. KILIAN et J. REVIL (1904) étudiant plus spécialement la partie sud du Promontoire d'où surgissent les eaux thermales, en établirent une coupe détaillée, d'Ouest en Est, depuis le pont sur l'Arc. Cette coupe peut se résumer ainsi :

- gneiss à amphibole et granite gneissique,
- arkose à éléments granitiques ,
- calcaire bleuâtre à patine rousse,
- granite gneissique,
- dolomie capucin et calcaire du Lias,
- gneiss granitique et micaschistes,
- granite laminé,
- arkose,
- schistes liasiques noirs,
- schistes luisants et dolomies,
- gypses de l'Echaillon.

Les auteurs interprétèrent la structure du Promontoire au niveau des bords de l'Echaillon comme une succession de deux synclinaux et de deux anticlinaux de schistes

cristallins et d'arkoses triasiques pincant en "coins" des lambeaux de calcaires capucin et de schistes du Lias.

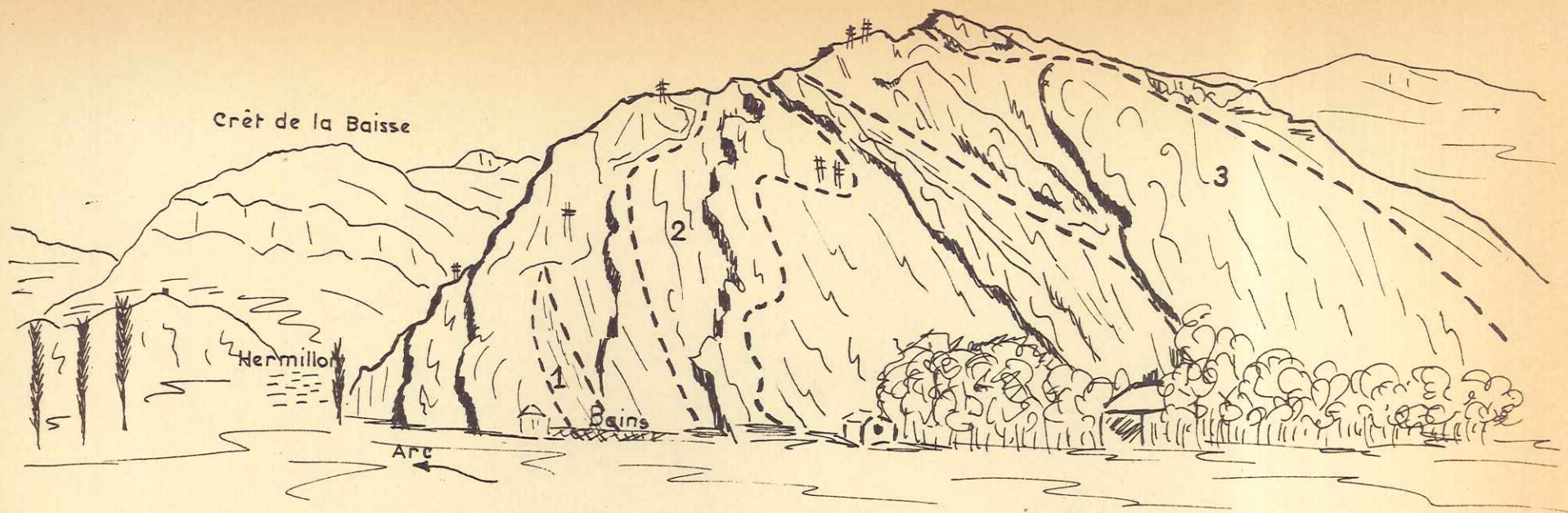
Ce Promontoire est essentiellement granitique, avec des zones de gneiss légèrement imprégnés, principalement vers Hermillon. Les limites respectives de ces faciès sont assez intriquées et progressives. On est en présence, à l'Echaillon, d'une masse granitique ne présentant aucun phénomène d'intrusion sur ses bordures, tant au Nord qu'au Sud, et entrecoupée de zones gneissiques auxquelles elle passe visiblement. Il est bon de souligner encore que le granite de l'Echaillon appartient bien à la même unité pétrographique que les faciès granitiques de la zone de Pontamafrey - pont d'Hermillon, seulement ici les faciès granitiques sont beaucoup plus développés, alors qu'à Pontamafrey, ce sont les zones gneissiques qui dominent, quantitativement, sur le granite.

La bordure méridionale de ce Promontoire, de même que toute la bordure Sud du massif du Grand-Châtelard (depuis le bas de la falaise du Rocheray jusqu'aux environs du Col du Cochemin) est hachée de failles, découpées et affectées de phénomènes mylonitiques très importants.








La structure en "coins" des bords de l'Echaillon (Fig. 14) où l'on voit des lames granitiques écrasées, séparées par des "synclinaux" plissés et eux-mêmes très laminés du Trias et du Lias (R. BARBIER, 1954) est un type de structure fréquemment rencontré dans la terminaison des massifs cristallins alpins.

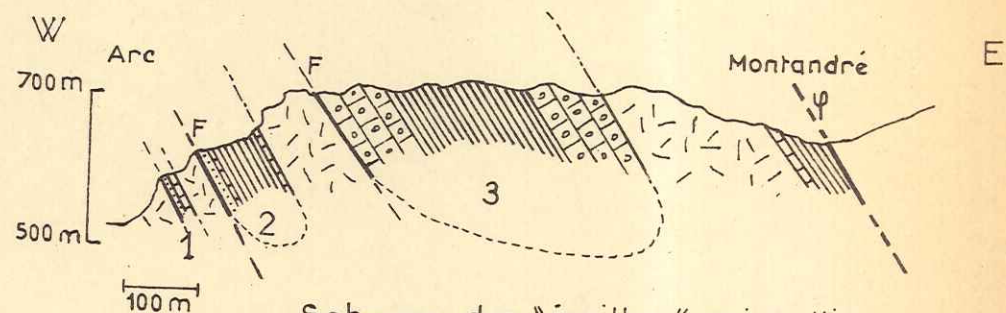
Les exemples sont nombreux. Pour ne citer que les massifs les plus voisins du Grand-Châtelard et appartenant comme lui à la zone des "Massifs Cristallins Externes", on retrouve ce phénomène d'écaillage du socle et de sa couverture sédimentaire sur la bordure interne de Belledonne (C. BORDET, 1957) et des Grandes Rousses (J. LAMEYRE, 1958) et sur le pourtour du Pelvoux (P. GIDON, 1954).

.....



LE PROMONTOIRE DE L'ECHAILLON DE SAINT-JEAN DE MAURIENNE
versant méridional

-  Lias sup. marnes schisteuses
-  Lias moy. brèches calcaires
-  Trias moy. calcaires dolomitiques
-  Trias inf. grès arkosiques
-  Facies granitique écrasé de la zone de contamination
-  Failles
-  Limite de la zone dauphinoise



Schema des "écaillés" cristallines
et des "synclinaux" mésozoïques
Toutes ces formations sont en réalité complètement écrasées

Fig. 14

Mais, pour M. GIGNOUX et L. MORET (1931), la situation tectonique du massif du Grand-Châtelard serait l'homologue de celle du massif du Mont Blanc, si bien que ces auteurs rapprochent plus spécialement l'écaillage de la bordure méridionale de l'Echaillon des lames cristallines du Val Ferret suisse, à l'extrémité est-sud-est du massif du Mont Blanc.

Jalonnant le Val Ferret (F. RABOWSKI, 1917) se rencontrent effectivement plusieurs lames cristallines laminées, peu épaisses, très redressées et en concordance avec les schistes noirs liasiques, broyés à leur contact.

De même, à l'Echaillon, les lames granitiques étirées et broyées sont concordantes, sur leurs flancs, avec les assises inférieures, très laminées du Trias. Il est même difficile de dire, avec certitude, sur le terrain, étant donné la convergence des faciès entre les mylonites de granite dépourvues de schistosité et les grès triasiques, où s'arrêtent les formations sédimentaires et où commence le cristallin.

L'ensemble des lames cristallines et du sédimentaire (Trias et Lias) de l'Echaillon porte les traces évidentes de fortes compressions. Le fait que des sources thermominérales jaillissent justement de cette zone écaillée et fracturée, au voisinage d'une lame de cristallin, laissait supposer à W. KILIAN (1924), par analogie avec les sources d'Aix-les-Bains (Savoie), que la masse granitique de l'Echaillon était probablement charriée et que son contact anormal avec "l'anticlinal" de Trias était, sans doute, à l'origine de la minéralisation des eaux et de leur remontée rapide.

La partie Nord du Promontoire présente, d'une part, une tectonique relativement plus tranquille et, d'autre part, des faciès gneissiques un peu granitisés qui sont semblables à ceux que l'on rencontre dans la zone Pontamafrey-pont d'Hermillon.

Au point de vue pétrographique, on peut envisager dans cette région :

- les faciès d'écrasement du granite, dans les écaillés des bords de l'Echaillon - ravin de Montandré ;
- le granite de l'Echaillon proprement dit, qui forme la masse principale du Promontoire ;
- Les faciès de gneiss migmatitiques à zones de broyage nombreuses de la partie nord.

a) Les faciès d'écrasement du granite sur sa bordure méridionale

Depuis le pont de l'Echaillon (528 m.) jusqu'à l'entrée du ravin de Montandré (560 m.) et sur une longueur approximative de 800 m., on ne dénombre pas moins de 4 lames granitiques séparées par les "synclinaux" du Trias et du Lias.

Les plus petites de ces lames ont, comme les assises sédimentaires qui les séparent, une cinquantaine de mètres à leur base ; les autres sont plus importantes : de 125 à 300 m. environ.

Derrière les bords de l'Echaillon, ces petites lames granitiques présentent des faciès schisteux très écrasés, entrecoupés de zones plus grenues. Ce sont des mylonites, dirigées N 10° E, environ, avec des pendages variant de 50 à 60° vers le Sud-Est. Leur orientation est en concordance, sur la bordure des "synclinaux" avec les formations très laminées du Trias.

Ces dernières sont des roches massives, verdâtres, presque exclusivement quartzeuse et mouchetées de pyrite. Elles ressemblent, à s'y méprendre, aux intercalations plus granitiques des mylonites schisteuses.

Seul l'examen microscopique révèle que l'on est en présence de grès calcareux et sériciteux laminés, à grains quartzeux.

En effet, dans le fond de la roche presque uniquement formé de séricite et de calcite, on distingue très nettement le quartz détritique, en grains anguleux ou arrondis.

- Les mylonites schisteuses

Ce sont des roches satinées, de couleur vert clair ou jaunâtre, suivant leur richesse en chlorite et en séricite. Elles se délitent en plaques, mais cette schistosité apparente n'est donnée que par leur écrasement. C'est dans ces mylonites schisteuses, à leur contact avec les grès laminés triasiques, que se situe l'un des points d'émergence (celui qui est capté) des eaux thermominérales.

Au microscope, ces mylonites ont une structure très cataclastique et l'on reconnaît :

Quartz	Chlorite, séricite
Feldspaths séricitisés	Apatite
Biotite décolorée très rare	Calcite, oxyde de fer, pyrite

Séricite, calcite et beaucoup plus rarement la biotite, forment une trame grossière enserrant les plages de quartz et de feldspaths. Ces derniers sont craquelés, morcelés à leur périphérie et parcourus de veinules de séricite.

En synchronisme avec les phénomènes de mylonitisation, on note la recristallisation importante du quartz en minuscules individus imbriqués.

- Les intercalations plus granitiques

Parmi ces mylonites assez schisteuses, on rencontre des passées peu épaisses (50 cm. environ), d'allure plus granitique et concordantes avec la schistosité des mylonites. C'est le granite de l'Echaillon sous son faciès encore cataclastique, riche en biotite et de teinte verdâtre (due à la chlorite).

Les minéraux observés sont les suivants :

Quartz		Chlorite, séricite, phengite
Oligoclase An 12	}	Apatite, zircon
Microcline		Epidote, zoïsite, rutile
Biotite chloritisée		Calcite

La cataclase est moins sensible que dans les faciès schisteux et la structure reste granoblastique.

Les grands individus de feldspaths séricitisés (oligoclase à mâcles tordues, microcline en plages mieux conservées), ainsi que le quartz, forment la majeure partie de la roche.

Le développement de la biotite est cependant important, en grandes échardes altérées et chloritisées.

L'apatite est abondante.

Le phénomène de chloritisation des biotites, dans ces faciès granitiques mylonitiques, est identique en tous points, à celui que l'on rencontre dans des faciès mieux conservés : la chloritisation dans les deux cas peut être totale. La mylonitisation ne peut donc pas être tenue pour responsable d'une transformation chimique totale des biotites, mais seulement de leur déformation mécanique (froissement).

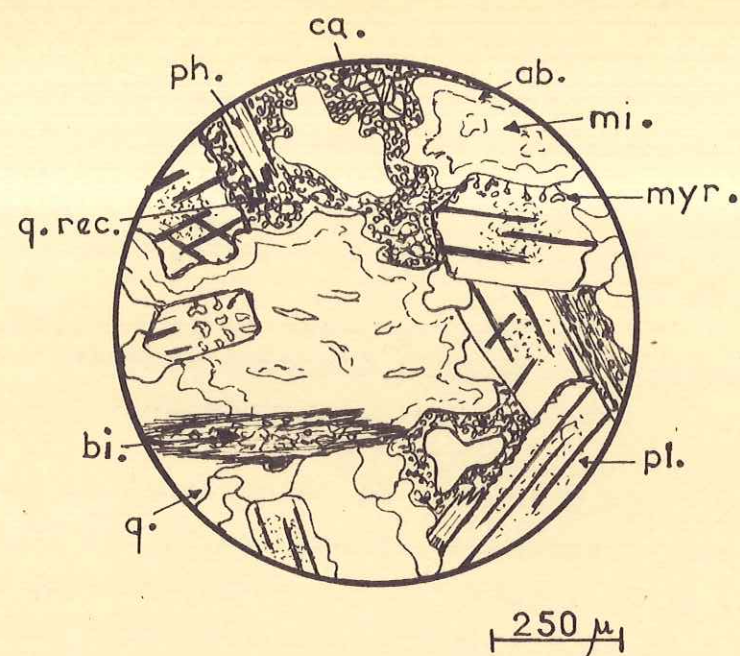
b) Le granite de l'Echaillon

Il forme la majeure partie du Promontoire. Très mylonitique sur sa bordure méridionale écaillée, comme nous l'avons vu, il passe visiblement vers le Nord, de manière diffuse, à des gneiss plus ou moins migmatitiques et disparaît à l'Est sous sa couverture sédimentaire triasique ou sous les placages glaciaires et les éboulis de la corniche nummulitique.

Sous son faciès le plus homogène, au centre même du massif, c'est un granite leucocrate, gris clair à grain moyen, où l'on distingue les minuscules paillettes de biotite mais jamais celles de muscovite.

Sa composition minéralogique, en pourcentages

.....



MICROGRAPHIE DU FACIÈS GRANITIQUE DE CONTAMINATION

DE L'ÉCHAILLON DE SAINT-JEAN DE MAURIENNE

q. : quartz

pl. : plagioclases (oligoclases) peu séricitisés

myr. : myrmékite

mi. : microcline perthitique

ab. : albite marginale

bi. : biotite chloritisée avec exsudats ferro-titanés

ph. : phengite

ca. : amas de calcite

q. rec. : mésostase de quartz recristallisé et
de séricite

Fig. 15

volumétriques, est la suivante :

Quartz	32,4	Apatite, zircon)
Oligoclase séricitisée	30,4	Epidote, zoïsité	(
Myrmékite		Rutile)
Microcline	26,5	Séricite, calcite	(4,9
Biotite altérée	4,3	Hématite)
Muscovite, phengite	1,3	Limonite	(

La structure est granoblastique hétérogranulaire, légèrement cataclastique avec début de cloisonnement.

Le microcline a pris un grand développement sous forme de plages sinueuses, poecilitiques, légèrement perthitiques et uniformément recouvertes d'une fine poussière brune, ferrugineuse. Elles sont constamment bordées d'une frange albitique, sous forme de petits cristaux automorphes mâclés ou encore de granules limpides.

A côté de cette albite réactionnelle, les feldspaths calco-alcalins sont représentés par de l'oligoclase An 18, en grandes plages faiblement séricitisées.

Les lamelles de biotite sont parfois conservées intactes. Leur pléochroïsme intense et l'absence d'altération, tranchent, alors, dans ce cas, sur les lamelles transformées en partie ou en totalité en une chlorite vert pâle, accompagnée, le long des clivages des micas, d'exsudats ferro-titanés.

La muscovite, assez rare, se présente en lamelles étirées, pincées dans les cassures du microcline ou entre les minéraux. Elle dérive, dans certains cas, nettement de la décoloration complète de la biotite, mais peut, également, être d'origine primaire.

Par endroits apparaît une fine mésostase quartzeuse et sériciteuse recristallisée, corrodant le quartz et les feldspaths. Ces derniers, en gros cristaux, montrent alors une forte extinction onduleuse (Fig. 15).

Le granite de l'Echaillon est un granite calco-alcalin monzonitique. Ce n'est pas une granulite réelle (il est à rapprocher en cela du granite du Rocheray-forêt du Sapey), car les quelques paillettes de muscovite paraissent avoir une origine purement accidentelle et locale et ne sont pas représentatives du gisement.

- Les variations de faciès

Outre les mylonites schisteuses ou non des écaill-les granitiques des bords de l'Echaillon-ravin de Montandré, le granite de l'Echaillon montre, localement, de nets signes d'écrasement.

En lame mince, la mésostase quartzeuse recristallisée, ainsi que la calcite secondaire, envahissent progressivement le fond. Le microcline présente une structure en échiquier qui lui est particulière. Quant à la biotite, elle est abondante, mais très altérée. La muscovite fait totalement défaut.

c) Les faciès de gneiss migmatitiques de la
bordure nord du Promontoire.

Mêlés de manière très diffuse au granite de l'Echaillon, mais surtout importants vers Hermillon, ces gneiss ont subi une feldspathisation secondaire diffuse qui leur communique un aspect tantôt granitique, tantôt gneissique migmatitique.

Leur composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Biotite
Microcline perthitique	Epidote, zoïsite
Oligoclase séricitisée	Zircon, rutile
Myrmékite	Calcite, limonite, pyrite

Dans les faciès franchement gneissiques, la structure est granolépidoblastique.

La trame phylliteuse est flexueuse et discontinue. Elle est formée de séricite et de biotite. Cette dernière, très abondante, profondément altérée, a tendance à se grouper en amas, à former des "yeux" dans lesquels les lamelles de mica sont orientées perpendiculairement à la trame.

Dans les faciès d'allure plus migmatitique, la biotite a perdu toute orientation privilégiée. Le quartz prend des formes amiboïdes et les plagioclases, très altérés, sont peu myrmékitiques.

L'apport feldspathique, sous forme de grandes plages de microcline perthitique et poecilitique, bordées d'albite, tranche par sa fraîcheur et par son allure d'intrus, sur le matériel gneissique ancien et altéré.

En de nombreux endroits, ces gneiss sont mylonitiques. Leur faciès est alors semblable à celui des mylonites des bords de l'Echaillon. Roches gris vert, un peu feuilletées, où l'on distingue :

- des lits phylliteux de biotite, chlorite et séricite, extrêmement resserrés et plus ou moins discontinus ;
- de petites amandes de quartz ou de feldspaths ;
- une mésostase recristallisée s'insinuant entre les lits et qui tend à devenir prépondérante.

La structure de la partie méridionale du Promontoire est assez particulière (Fig. 14 p. 89).

D'importantes dislocations ont affecté le socle cristallin et sa couverture sédimentaire triasique et liasique : grès à grains quartzeux de la base du Trias - calcaires dolomitiques triasiques - brèches du Lias moyen - marnes schisteuses du Lias supérieur.

Il s'en est suivi un écaillage de cette bordure, accompagné d'un broyage intense et d'un refoulement général des formations vers le Nord-Ouest. Les "synclinaux" sédimentaires et surtout les assises triasiques des bords de l'Echaillon, ont été fortement laminés lors de leur pincement en biseau entre les lames granitiques. La friction de ces différents éléments a contribué, notamment, à la convergence de faciès entre le granite de l'Echaillon et les grès arkosiques du Trias ; par dynamométamorphisme, le granite est devenu schisteux, alors que les grès arkosiques eux-mêmes, gardant leur compacité, ressemblent au granite. Leur distinction, comme l'observait déjà P. TERMIER (in W. Kilian et J. Revil, 1904) ne devient possible qu'au microscope.

Cette zone de fracturation et d'écrasement affecte, comme il est dit plus haut, non seulement le socle granitique, mais également les assises inférieures du Trias ; elle est donc bien une conséquence de la tectonique alpine.

Parmi les nombreux exemples d'écaillage des

bordures de massifs cristallins alpins situés dans la "Zône Externe", l'un, cependant, frappe par son analogie avec celui de l'Echaillon. Il s'agit des synclinaux triasiques pincés dans les gneiss de la vallée de la Tinée (bordure sud-ouest du massif du Mercantour : A. FAURE-MURET, 1947) où l'on retrouve, sur les flancs des coins sédimentaires, exactement les mêmes phénomènes de laminage, de convergence de faciès et d'accordance stratigraphique, dûs à la même cause : tectonique alpine, que dans les "écailles" des bords de l'Echaillon.

CARACTERE DE LA GRANITISATION DANS LES FORMATIONS
CRISTALLOPHYLLIENNES BORDANT LE GRANITE DU ROCHERAY
FORET DU SAPEY

La zone de forte contamination des faciès cristallophylliens par le granite du Rocheray-forêt du Sapey s'étend depuis le pont de la Madeleine au Nord, jusqu'à l'extrémité du Promontoire de l'Echaillon, uniquement sur la rive droite de l'Arc.

La zone de Pontamafrey-pont d'Hermillon présente dans le détail une grande diversité de faciès, mais si l'on considère l'ensemble des formations, elles apparaissent essentiellement représentées par des faciès anatexiques, granitiques et amphiboliques.

Nous laisserons de côté les amphibolites (dont le cas a été envisagé p. 84) car, vues au microscope, elles ne présentent pas comme les autres faciès, le caractère de feldspathisation diffuse évident, dû à la contamination.

Au Promontoire de l'Echaillon, la contamination de roches par le granite du Rocheray-forêt du Sapey présente les mêmes caractères minéralogiques que dans la zone du Pontamafrey-pont d'Hermillon, mais là, ce sont les faciès gneissiques qui l'emportent, quantitativement sur les faciès gneissiques granitisés.

Dans cette zone de forte contamination, le microcline apparaît manifestement, à travers une trame gneissique plus ou moins déformée et à côté du quartz, comme le minéral néoformé le plus représentatif de la granitisation. Sa cristallisation tardive ne fait aucun doute si l'on considère son comportement vis-à-vis des autres minéraux. L'allure envahissante (qu'il soit xénomorphe ou à tendance automorphe), la propension à englober les minéraux plus anciens (micas, feldspaths et quartz) et l'absence d'altération (par rapport aux plagioclases toujours très séricitisés) sont les caractéristiques principales de ce minéral.

On remarque, en outre, que dans les faciès où le microcline n'apparaît pas comme un minéral secondaire (gneiss feuilletés par exemple), la schistosité cristallophylienne est conservée, alors que partout ailleurs, se développent des textures comparables à celles des migmatites.

Les caractères optiques de ce microcline sont assez constants :

- absence de quadrillage,
- limpidité voilée par une poussière brune (cette pigmentation particulière du microcline a déjà été signalée dans plusieurs granites de la zone externe des Alpes : C. BORDET, 1957 - J.M. BUFFIERE, 1961),
- développement de perthites en filets ou en plages mâclées albite, pouvant aboutir à la formation d'antiperthite,
- valeur d'angles d'axes moyenne (70 à 76°).

Ce microcline renferme donc une proportion variable de soude (microcline Ab 30-40) qui a exsudé ultérieurement sous forme d'albite. La cristallisation d'albite aux dépens du microcline s'est opérée en deux temps, donnant lieu d'abord à une perthitisation et postérieurement, à une albitisation marginale. Cette albite de bordure est souvent, par surcroît, myrmékitique, de même que les franges

réactionnelles d'albite presque pure, développées en couronne autour des plagioclases anciens en contact avec le microcline.

M. ROQUES (1955) distingue "les plages de myrmékite" formées à partir du plagioclase, des "bourgeons" substitués au microcline. Il montre que dans les deux processus de transformation, il y a eu fixation de la silice et élimination de l'alumine, auxquelles il faut ajouter une perte de chaux et de soude, dans le cas du plagioclase, ou un remplacement de la potasse par la soude, dans le cas de microcline.

L'apparition nouvelle du microcline et le développement d'albite et de myrmékite qui lui est indubitablement lié, peuvent résulter, soit d'un apport métasomatique silico-alcalin, soit d'un réarrangement chimique, conséquence d'un déséquilibre minéralogique, à partir des minéraux préexistants dans la roche (la destruction de la biotite pouvant, notamment, contribuer, par la libération d'ions K, à la formation nouvelle d'un feldspath potassique : F. CHAYES, 1955), soit des deux à la fois. Sans le concours d'analyses chimiques, le problème de l'apport silico-alcalin ne peut, dans ce cas, être résolu.

Une phase pneumatolytique, contemporaine de la granitisation, est peut être responsable de la concentration, dans certains faciès, de minéraux tels que le zircon et l'apatite.

- Les phénomènes de rétro-morphose

L'étude pétrographique des faciès de contamination de la zone s'étendant depuis le pont de la Madeleine jusqu'à l'extrémité du Promontoire de l'Echaillon, ainsi que celle des septa épargnés de gneiss feuilletés, révèle encore d'autres transformations chimiques, contemporaines ou postérieures à la néoformation du microcline.

Les plus courantes correspondent à la production

de chlorite dans les biotites et de séricite dans les feldspaths. Il faut y ajouter l'apparition de phengite et celle de muscovite, dérivée de la biotite par décoloration complète et exsudation de produits ferro-titanés. L'épidote et la zoïsite, conjointement, se développent dans les feldspaths et les micas.

Ces transformations correspondant à une véritable rétro-morphose mise en évidence dans les septa de gneiss feuilletés épargnés par la feldspathisation secondaire diffuse. Cette nouvelle paragenèse minérale reporte ces gneiss à biotite dans une zone beaucoup plus haute de métamorphisme puisqu'ils sont maintenant à deux micas.

Ces phénomènes se sont produits pendant ou après la contamination des roches par le granite du Rocheray-forêt du Sapey. Le microcline néoformé, il est vrai, englobe des lambeaux séricitisés de plagioclases et des lamelles chloritisées de biotite. On retrouve dans le granite principal, comme dans les faciès métamorphiques qu'il a contaminés, exactement dans les mêmes caractères de destruction des minéraux et de remplacement par de nouvelles paragenèses. On peut donc penser que la contamination des séries cristallophyliennes anciennes du Grand-Châtelard par le granite du Rocheray-forêt du Sapey est contemporaine de la mise en place de ce dernier, et que la rétro-morphose, généralisée et uniforme de toutes les roches du massif, est une conséquence d'un écrasement tectonique et de mouvements plus récents de la masse granitique, contemporains de l'orogénèse alpine.

On peut conclure, en résumé, à la simultanéité de formation des faciès granitiques et d'allure migmatitique, dans la zone s'étendant du pont de la Madeleine à l'Echaillon.

La contamination par le granite du Rocheray-forêt du Sapey, affectant à la fois une série de gneiss à biotite et un massif d'amphibolites, se traduit, dans les deux cas, par une déformation de plus en plus poussée des textures

.....

cristallophyliennes, aboutissant à des faciès anatexiques et granitiques pour les gneiss à biotite, à des allures migmatitiques plus ou moins nébulitiques pour les amphibolites. La cristallisation secondaire de microcline n'apparaît que dans les roches primitivement riches en biotite ; pour les autres (amphibolites), elle se traduit soit par une injection filonienne granitique parfois importante, soit, pour certains faciès, par le développement secondaire du quartz ou par une granitisation spéciale biotitique.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
22 AOUT 2003

DEUXIEME PARTIE

SCHEMA STRUCTURAL DU MASSIF CRISTALLIN
DU GRAND-CHATELARD ET DE SA
COUVERTURE SEDIMENTAIRE

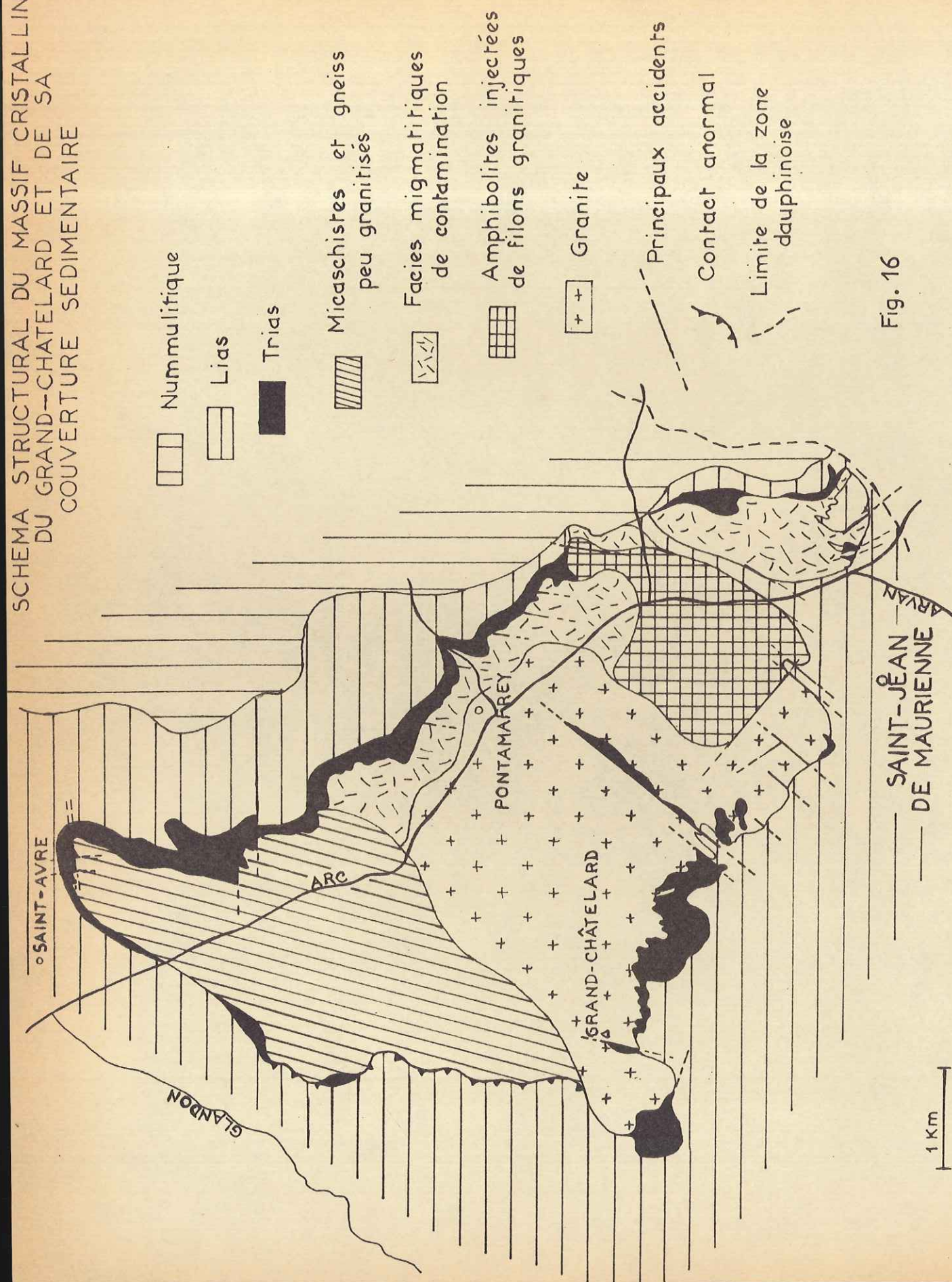


Fig. 16

TECTONIQUE DU MASSIF DU GRAND-CHATELARD

Le massif du Grand-Châtelard se présente, au point de vue structural, comme un ensemble monoclinal de formations anciennes comprenant :

- une série cristallophyllienne - micaschistes, gneiss et amphibolites - granitisée, redressée et à pendage sud-est ;
- un granite syntectonique, très écrasé, débité en grandes masses orientées et inclinées de la même manière que les schistes cristallins. Ce granite a contaminé, surtout le long de sa bordure orientale, la série cristallophyllienne encaissante, conférant ainsi à cette dernière des faciès d'allure migmatitique.

Cet ensemble est asymétrique : fortement relevé à l'Ouest (2144 m. au sommet du Grand-Châtelard) et s'abaissant brusquement à l'Est jusqu'à la hauteur du dernier gradin bordant la rive droite de l'Arc (700 m. à Pontamafrey).

Le massif apparaît isolé, entouré de toute part de sa couverture sédimentaire triasique et liasique, à l'extrémité orientale d'un axe anticlinal formant la ligne de crêtes séparant les vallées du Glandon et de l'Arvan.

I - ORIENTATION DES DIFFERENTS ACCIDENTS (Fig. 16)

1°- Direction NNE-SSW

Le trait tectonique ancien, le plus marquant, rencontré dans le massif du Grand-Châtelard (N. Vatin-Pérignon 1962 b) consiste en l'uniformité de direction NNE-SSW (N 20° E en moyenne) et de pendage sud-est de toutes les formations. Cette direction dominante, qui confère au massif son style isoclinal, est restée le plus souvent marquée par la schistosité des micaschistes et des gneiss de la partie

nord, ainsi que par celle de certains faciès migmatitiques de la bordure est. Cette orientation se retrouve aussi très fréquemment dans la masse granitique du Rocheray-forêt du Sapey et dans certaines de ses failles de bordure, comme celle qui pince, à l'Ouest du point culminant, une bande de calcaires à patine rousse et des spilites dans les mylonites de granite et les brèches à éléments de roches cristallines.

Sur la rive droite de l'Arc, la série de fractures qui découpe le socle en éperons parallèles pointant vers la rivière possède également cette direction.

2°- Direction NE-SW

Elle se manifeste principalement sur la bordure méridionale du massif, entre Saint-Jean-de-Maurienne et les chalets de la Balme. Cette orientation (N 40° E environ) se retrouve dans les principaux accidents affectant le granite et sa couverture sédimentaire, ainsi que dans les filons minéralisés les accompagnant.

A l'intérieur du massif, la bande mylonitique du pont de la Madeleine qui souligne, de part et d'autre de la vallée de l'Arc, le contact du granite et de sa bordure de contamination avec la série cristallophylienne encaissante possède aussi une direction générale NE-SW.

3°- Directions NW-SE et NNW-SSE

Très nette dans la morphologie, la direction NW-SE est celle que l'on obtient en traçant, à l'Est et au Sud du massif, la limite du socle cristallin et de sa couverture sédimentaire. C'est également la direction dominante, oblique par rapport à la direction ancienne du socle, de la vallée de l'Arc dans sa traversée du Grand-Châtelard, malgré deux brusques variations d'axe au niveau du pont d'Hermillon et du pont de la Madeleine.

Cette direction se retrouve, dans le massif, sous

forme de divers accidents locaux de faible importance, telle la faille du Rocheray qui affecte l'extrémité sud-est du massif granitique et la met en contact avec les amphibolites à faciès migmatitiques d'Hermillon.

Sur la bordure méridionale du Grand-Châtelard, à l'Ouest de Saint-Jean-de-Maurienne, quelques petits accidents ont également cette direction NW-SE. Ils se manifestent, dans le détail, par des fractures à peu près parallèles affectant le socle et sa couverture sédimentaire. C'est aussi l'orientation (N 160-170° E) de plusieurs filons de quartz traversant le cristallin, aux environs du point culminant.

A l'Echaillon, au Sud-Est de l'Arc, la direction NNW-SSE est bien indiquée par l'étirement des "coins" de Trias et de Lias pincés entre les lames granitiques.

4°- Autres directions

Les autres accidents du massif sont de moindre importance et très localisés. Ce sont, par exemple, les petites failles est-ouest et nord-sud qui hachent la bordure cristallophylienne et plus spécialement le Trias du ravin de Nantuel, au Sud-Est de Saint-Avre, ou encore les deux failles sensiblement est-ouest de l'Echapour, affectant les gneiss de la bordure est et leur couverture triasique (gypses) en abaissant en gradins le compartiment nord de 300 m. environ par rapport à celui du sud.

A l'extrémité sud-ouest du massif, une faille approximativement ESE-WNW, au-dessus du chalet de Plan Drait, marque la limite entre les calcaires roux et les gypses du Trias et les formations éruptives, détritiques et mylonitiques vertes du plateau des Chamossières.

II - RELATIONS DU SOCLE ET DE SA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

1°- Le flanc nord du massif

Il est extrêmement réduit et ne correspond, en fait, qu'au ravin de Nantuel, sur la rive droite de l'Arc. Là, les gneiss du Bois de Grande Combe sont bordés par une succession d'assises sédimentaires comprenant des calcaires spathiques noirs et des calcaires dolomitiques triasiques minéralisés et souvent très silicifiés, auxquels font suite, en concordance, les schistes du Lias supérieur qui, plus loin, à la hauteur de Saint-Avre, forment de nombreux replis. Cette série est, ici, normalement inclinée de 40 à 70° vers le Nord et recouvre en discordance les gneiss.

Le Trias est, en réalité, affecté, à son contact avec le cristallin, de tout un réseau de petites fractures. Les unes, nord-sud, sont plus rares que les autres, est-ouest, mais toutes s'amortissent très rapidement dès qu'elles pénètrent dans les schistes cristallins. Les fractures est-ouest "en touches de piano" étant sensiblement parallèles à la bordure du cristallin, le contact de la couverture sédimentaire avec le socle est donc parfois tectonique.

La terminaison nord du massif se caractérise, en somme, par une succession de gradins faillés, parfois surplombants, supportant une couverture triasique minéralisée discordante.

2°- La bordure est

La série triasique, continue à l'Est du Grand-Châtelard, recouvre partout en nette discordance le socle cristallophyllien très redressé et faillé.

Tout au long de la rive droite de l'Arc, apparaissent, du Nord au Sud, en soubassement, des gneiss et mylonites, puis des faciès migmatitiques qui ont, jusqu'à Hermillon, une

.....

direction à peu près constante NNE-SSW ou NE-SW pour la zone mylonitique, avec des pendages moyens de 70 à 80° vers le Sud-Est.

Au Promontoire de l'Echaillon, la direction est voisine de N 10° E avec une inclinaison de 50 à 60° vers le Sud-Est. Par l'intermédiaire des grès arkosiques de la base du Trias, repose sur ce socle une couverture sédimentaire discordante, inclinée au maximum de 30° vers l'Est. Elle épouse la forme du cristallin, c'est-à-dire que le massif étant légèrement plus relevé vers l'Echapour qu'à Pontamafrey, la direction du Trias tourne un peu vers l'Est.

La discordance angulaire du Trias sur les schistes cristallins est très bien mise en évidence à la Chapelle de Montvernier (Fig. 2 - p. 9).

Cette couverture orientale du massif n'est que peu affectée par les fractures NNE-SSW du cristallin, en ce sens qu'elle suit les ondulations et dénivellations de la surface antétriasique sans pour autant se trouver pincée à l'intérieur du cristallin. De même, les deux failles, à peu près est-ouest, des carrières de l'Echapour affaissent, en même temps, les gneiss et leur couverture triasique du Sud-Est au Nord-Ouest sans qu'il y ait eu formation de "coins" sédimentaires dans le socle.

3°- La bordure sud

Par rapport aux bordure orientale et septentrionale où le Trias apparaît uniformément discordant sur le socle hercynien, la bordure sud du massif présente un style découpé tout différent.

- Les "coins" sédimentaires des Bains de l'Echaillon (Fig. 14 p. 89)

Du Sud-Est au Nord-Ouest, ce sont d'abord les lames granitiques séparées par les "synclinaux" triasiques et liasi-ques des Bains de l'Echaillon : "écailles" bien connues,

WNW

ESE

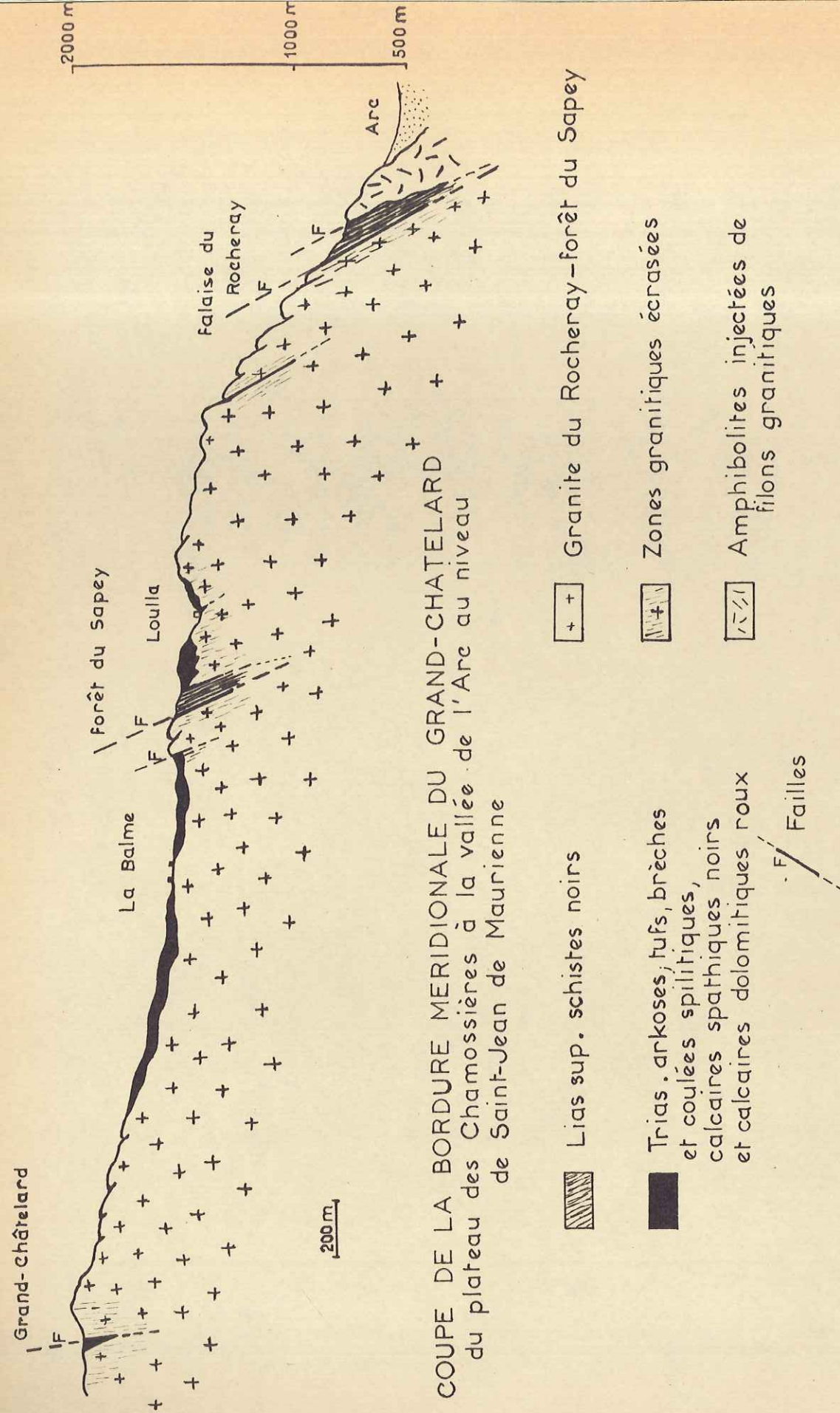


Fig. 17

décrites et interprétées par W. KILIAN et J. REVIL (1904) comme une multiplicité de replis sédimentaires pincés en "coins" dans le cristallin.

Ces "écailles" sont couchées dans le sens NNW-SSE qui correspond à celui de la poussée alpine qui fit chevaucher l'écaille des Aiguilles d'Arves sur la zone dauphinoise orientale. Le contact faillé des lames cristallines et des formations sédimentaires - assises inférieures du Trias ou brèches et schistes du Lias - correspond à des zones de broyage intense.

Le cristallin et ses "coins" sédimentaires sont violemment refoulés vers le Nord-Ouest et l'ensemble présente une forte inclinaison uniforme de 50 à 60° vers le Sud-Est, ainsi qu'une orientation concordante, spécialement en bordure des "synclinaux".

Mais cette structure en "dents de scie" ne prévaut pas seulement au Sud-Est de l'Arc ; elle se répète, en fait, plusieurs fois le long de la bordure méridionale du massif, avec cette restriction cependant, que dans les autres accidents, hormis sur le chemin de la maison forestière de Loulla, le contact direct du socle cristallin et de sa couverture sédimentaire n'est pas aussi bien visible qu'à l'Echaillon.

A partir de Saint-Jean-de-Maurienne et jusqu'au plateau des Chamossières, le socle cristallin est formé par le granite du Rocheray-forêt du Sapey, fracturé diaclasé, mylonitisé et débité en gros blocs d'orientation générale NNE-SSW. La série sédimentaire est représentée par le Trias et le Lias dont les différents termes peuvent, tour à tour, être directement en contact avec le granite.

En se dirigeant vers l'Ouest, depuis la vallée de l'Arc, on rencontre, pincés dans le cristallin, une succession de "coins" ou lames sédimentaires diversement orientées, dont les plus importants se situent au Rocheray, dans la forêt du Sapey et sur le plateau des Chamossières (Fig. 17).

- L'accident du Rocheray

A l'extrémité de la falaise du Rocheray, au Nord de Saint-Jean-de-Maurienne, une importante lame de schistes noirs du Lias supérieur se trouve coincée entre le granite et les amphibolites granitisées.

Cette lame semble, de prime abord, ne constituer qu'un placage sédimentaire sur le granite (c'était là l'opinion des anciens auteurs), car au niveau de Saint-Jean, elle atteint les alluvions du fond de la vallée sans que réapparaisse le cristallin. Mais, en réalité, comme l'avait déjà représentée R. BARBIER dans une coupe de la vallée de l'Arc à l'amont et à l'aval de Saint-Jean-de-Maurienne (document inédit), cette lame s'enserme entre le massif granitique à l'Ouest et un pointement d'amphibolites à faciès migmatitique à l'Est.

Les schistes liasiques, de direction moyenne N 15° E, inclinés de 80° environ vers le Sud-Est et traversés par un filon minéralisé, sont en contact par failles NE-SW aussi bien avec les amphibolites du bas de la falaise qu'avec le granite du Rocheray-forêt du Sapey avec lesquels ils sont en accord tectonique.

Ils sont pincés dans le socle cristallin au niveau d'une zone de moindre résistance, correspondant à la limite du massif granitique et de sa bordure de contamination : zone qui s'est fracturée d'autant plus facilement lors des mouvements tectoniques qui ont refoulé le massif tout entier vers le Nord-Ouest.

- L'accident du Sapey et la bordure sédimentaire du massif de la maison forestière de Loulla au plateau des Chamossières

Sur le chemin conduisant de Jarrier à la maison forestière de Loulla, vers 1490 m. d'altitude, le contact des schistes noirs du Lias supérieur et du granite mylonitique du Rocheray-forêt du Sapey est nettement visible. C'est un

....

contact chevauchant. Le Lias présente localement sur cette partie du massif des directions très diverses et forme de nombreux replis avant de venir s'enfoncer sous une lame de granite écrasé, en conservant encore, le long du contact, des fragments presque méconnaissables de calcaires triasiques.

Cette lame granitique chevauchant un peu le Lias est recouverte, en légère discordance, par les calcaires spathiques noirs, les spilites et les calcaires dolomitiques à patine rousse du Trias, qui ont une direction N 75° E environ et des pendages moyens de 55° vers le Sud-Est et "encapuchonnent", en quelque sorte, son extrémité nord-ouest.

Les formations sédimentaires et plus spécialement les spilites, portent, comme le granite sous-jacent, les traces évidentes d'un fort écrasement. Lors du refoulement de la lame granitique vers le Nord-Ouest, la partie ouest de sa couverture a donc été chevauchée, comprimée et rabotée par la lame cristalline, alors que le reste des assises sédimentaires conservées en place sur le socle, mais participant à ce mouvement, ne subissait qu'un fort écrasement.

A Loulla, à l'Est de cet accident, depuis la maison forestière jusqu'aux environs du sommet 1542, la couverture sédimentaire conservée, reposant sur le massif, est représentée par des spilites, des calcaires dolomitiques bréchiques du Trias ou encore par quelques brèches calcaires du Lias moyen. Cette série est parfois sensiblement horizontale sur le cristallin, mais peut être redressée contre le granite comme elle l'est à l'Ouest avec des inclinaisons moyennes de 70° vers le Sud-Est. Il semble donc n'y avoir eu ici qu'un léger "écaillage" du socle, pinçant la couverture triasique et préluant au mouvement de refoulement et d'écrasement qui affecte un peu plus à l'Ouest, comme nous venons de le voir, le granite et sa couverture.

Au Nord-Ouest de ces deux accidents, en existe un troisième, très important, lié aux précédents. C'est une

.....

grande fracture NE-SW, visible dans le Lias et se poursuivant à travers le massif granitique en direction de la falaise dominant l'Arc en amont de Pontamafrey. Elle est jalonnée par un filon minéralisé, bordé au Nord-Ouest par le granite, au Sud-Est d'abord par le Lias schisteux, ensuite alternativement par des lambeaux de spilites et de calcaires noirs du Trias et par du granite.

Entre la lame granitique chevauchante et le filon minéralisé du Sapey, les assises sédimentaires d'inclinaison moyenne d'environ 40° vers le Sud-Est se trouvent donc coincées assez loin dans le cristallin.

Topographiquement, au Nord-Ouest, cette cassure est bordée à peu près parallèlement par une crête rocheuse à laquelle succède, au Sud-Est, une zone déprimée, encombrée de moraines et d'éboulis ; puis, le massif se redresse doucement pour former la dernière falaise dominant l'Arc au niveau de Saint-Jean-de-Maurienne. Il y a donc, depuis le bord sud du massif, une sorte de grande "marche d'escalier" allant en s'atténuant en direction du Nord-Est. La dépression remplie de formations quaternaires ne permet pas de justifier de l'étendue des assises sédimentaires pincées dans le cristallin, mais il est cependant probable qu'ici, des restes très importants de la couverture soient demeurés accrochés au massif, alors qu'ailleurs, ils ont été érodés.

Lors d'une phase tectonique alpine, une fracture empruntant peut-être le trajet d'un accident plus ancien, a joué en s'ouvrant en V vers le Sud-Ouest, en s'inclinant vers le Sud-Est et en abaissant le compartiment correspondant d'une centaine de mètres environ par rapport à celui du Nord-Ouest. Dans ce mouvement, les lambeaux de la couverture triasique de la forêt du Sapey, ainsi que les schistes liasiques de la bordure méridionale du massif, normalement plaqués sur le socle, se sont trouvés coincés, en lame concordante, dans le granite.

Cet accident du Sapey, très spectaculaire de par son importance, n'est pas sans rappeler celui du Rocheray car,

dans les deux cas, il est mis en cause des failles de direction identique NE-SW. Ici cependant, la fracture s'est produite à l'intérieur même de la masse granitique, alors qu'au Rocheray elle a joué à un joint, devenu point de rupture, entre le granite et sa bordure d'amphibolites.

Cette grande faille du Sapey se double, à son extrémité sud-est, en bordure du cristallin, d'une autre, parallèle et beaucoup moins importante, puisqu'elle n'affecte que très peu le granite, mais surtout la couverture sédimentaire en interrompant brusquement le Trias. Entre ces deux failles, le cristallin s'avance en éperon, bordé par les schistes du Lias qui dessinent autour de lui un mouvement enveloppant d'Ouest en Est.

De cette zone très accidentée du Sapey au plateau des Chamossières, la bordure du massif devient plus tranquille et la couverture mésozoïque repose, en accordance, sur un cristallin moyennement redressé et avec des pendages variant de 25 à 35° vers le Sud-Est. A la faveur de l'érosion, le granite mylonitisé réapparaît, aux chalets de la Balme, sous les calcaires triasiques et sous une coulée de spilites vacuolaires.

Succédant aux accidents du Rocheray et du Sapey, cette partie de la couverture de la bordure méridionale du massif, n'aurait donc, semble-t-il, souffert d'aucun écrasement violent.

- L'accident du plateau des Chamossières

Immédiatement à l'Ouest du sommet du Grand-Châtelard, vers 2100 m. d'altitude, une faille dirigée N 20° E pince une lame du Trias dans les mylonites de granite et les brèches à éléments de roches cristallines.

Le Trias est constitué par un banc de calcaires bréchiques à patine rousse, incliné de 35° environ vers le Sud-Est, bordé de spilites extrêmement broyée, riches en cubes de pyrite, et par des schistes verts ou brunâtres qui sont,

en réalité, des grès fins à ciment chloriteux ou des grès riches en mica.

La limite exacte de cette lame sédimentaire ne peut être donnée qu'à l'Est où les mylonites schisteuses du granite du Rocheray-forêt du Sapey jalonnent le passage de la faille. A l'Ouest, c'est un ensemble de formations beaucoup plus complexe, où se mêlent, par delà les spilites encore reconnaissables, des schistes verts d'allure greywackeuse, des brèches à éléments de roches cristallines et des mylonites de granite.

Cette lame triasique s'enfonce dans le cristallin selon la direction générale des formations du massif, c'est-à-dire NNE-SSW, alors que les accidents du Rocheray et du Sapey sont NE-SW (N 40° E).

La bordure méridionale du massif du Grand-Châtelard se termine, à l'Ouest, de manière assez compliquée car les formations volcaniques et détritiques du plateau des Chamossières étant souvent intimement liées aux mylonites de granite, il est difficile, dans bien des cas, de faire la part entre le cristallin et le Trias.

Cet ensemble schisteux vert présente une direction N 10° E et une inclinaison de 35 à 40° vers le Sud-Est ; suivant les déformations subies, la direction ancienne NNE-SSW peut donc avoir été légèrement modifiée.

Du chalet de Plan Drait jusqu'au-dessus du col de Cochemin, une faille, approximativement ESE-WNW, met cet ensemble en contact avec des assises sédimentaires - calcaires à patine rousse et lambeaux de gypse du Trias, schistes noirs du Lias - qu'elle décale. C'est ainsi que l'on peut relever localement des directions très diverses, l'orientation générale restant cependant NE-SW avec des pendages vers le Sud-Est.

C'est le dernier accident, de quelque importance, rencontré le long de la bordure sud du massif.

.....

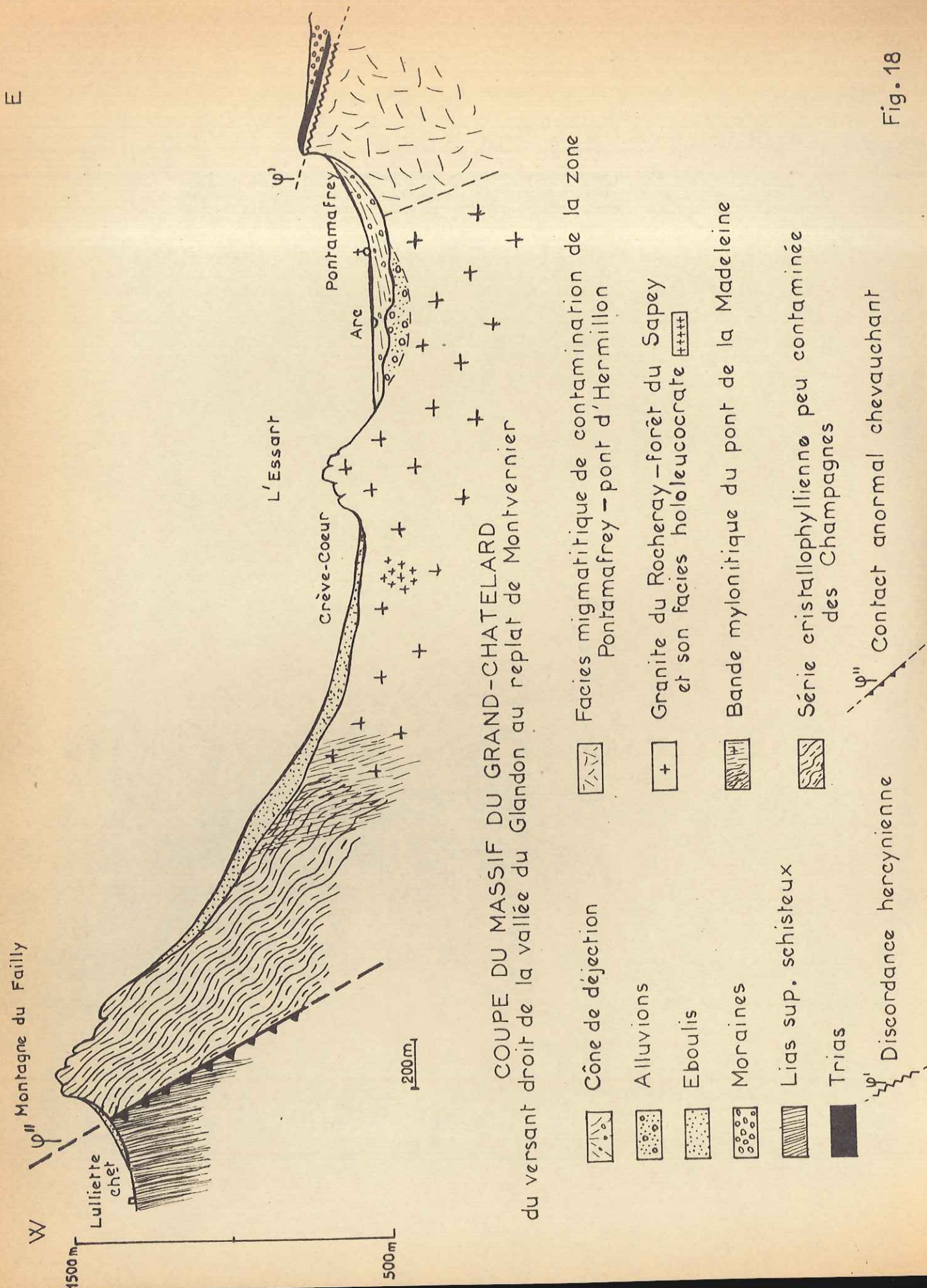


Fig. 18

4° - La bordure ouest

Elle possède un style très différent des autres et son comportement explique les rapports socle-couverture de la bordure sud.

La bordure ouest du massif domine la vallée du Glandon et forme son versant droit, en face de Belledonne, de la hauteur de Saint-Alban des Villards à Saint-Etienne de Cuines. Ce flanc, correspondant malheureusement à l'ubac de la montagne, est recouvert d'une épaisse forêt en pente. Le contact des micaschistes et gneiss peu granitisés avec les lambeaux visibles de calcaires spathiques noirs ou de cargneules du Trias ou encore avec les schistes noirs liasiques est, en général, caché sous la couverture végétale, les éboulis et les restes morainiques. Ces formations quaternaires masquent probablement aussi des grès houillers.

Les schistes cristallins sont orientés N 15 à 20° E avec des pendages d'environ 55° vers le Sud-Est. Les schistes du Lias ont une direction NE-SW et sont beaucoup plus redressés. Constituant ici le bord sud du synclinal mésozoïque de la Chambre, la série sédimentaire devrait normalement être inclinée vers le Nord, comme elle l'est dans le ravin de Nantuel, en rive droite de l'Arc ; mais ici, elle a été rebroussée lors du refoulement général du massif vers le Nord-Ouest. Son inclinaison varie, en moyenne de 60 à 80° vers le Sud-Est et les schistes cristallins, moins redressés mais d'inclinaison identique, apparaissent donc en position légèrement chevauchante par rapport à leur couverture. Les terrains sédimentaires s'enfoncent, au Nord-Ouest du Grand-Châtelard, sous le cristallin (Fig. 18).

Il n'est pas possible de préciser si le contact anormal chevauchant du cristallophyllien sur sa couverture sédimentaire s'accompagne de failles car la végétation empêche toute observation. Il est néanmoins pensable, au regard de la faille limitant le massif de Belledonne à l'Est et contre laquelle se rebrousse la série de couverture, qu'un accident

semblable ait existé de l'autre côté de la vallée, en bordure ouest du Grand-Châtelard, motivant ainsi l'isolement du massif.

III - AGE DES ACCIDENTS

1°- Direction hercynienne

Parmi les trois directions principales : NNE-SSW - NE-SW et NNW-SSE relevées dans le massif, l'une d'elles, la première, relève d'une tectonique ancienne. Elle correspond à la structure isoclinale, régulière, à pendage sud-est, de toutes les formations et se rattache certainement aux structures isoclinales des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, mises en évidence par P. et Cl. BORDET (1953, 1954) et attribuées par eux à une phase tectonique hercynienne majeure (Westphalien supérieur ?).

L'accident du plateau des Chamossières, parallèle à la direction générale des schistes cristallins, est également ancien.

En effet, si l'on fait abstraction, pour un temps, du fait qu'il intéresse le socle et sa couverture triasique, donc qu'il a eu une nouvelle et importante activité lors des mouvements alpins, on s'aperçoit que cet accident, qui ne semble pas se prolonger au-delà du cristallin dans le Lias, est situé de telle manière qu'il isole, en quelque sorte, à partir du point culminant, toute l'extrémité occidentale du massif granitique. Ce plateau, d'un relief très peu accusé, ondule autour de 2.000 m. et contraste avec le reste du massif qui présente partout ailleurs une forte déclivité. Il est formé, en majeure partie, de mylonites de granite liées à des brèches à éléments de roches cristallines et intimement mêlées, en bordure ouest et est (le long de l'accident) à une sorte de complexe volcano-détritique. Il est impossible de tracer une limite précise entre le granite écrasé et les brèches d'une part, les grès et formations volcano-détritiques d'autre part,

.....

alors qu'à l'Est du massif, la transgression du Trias sur le socle hercynien du Grand-Châtelard est restée soulignée par une nette discordance. De plus, les brèches du plateau, très différentes des grès arkosiques de Montvernier par exemple, se sont formées sans apport, aux dépens de l'ancienne arène granitique conservée sur place.

Le plateau des Chamossières serait l'homologue du "plateau des lacs" de la partie nord du massif du Taillefer, que M. GIGNOUX et L. MORET (1952, p. 67) considèrent comme "l'héritage lointain, exhumé par le déblaiement de sa couverture secondaire, de notre pénéplaine antétriasique". Dans le massif du Grand-Châtelard, cette pénéplaine, conservée presque intacte au plateau des Chamossières, érodée sur le reste du massif, disparaît brusquement à l'Est, sous son épaisse couverture sédimentaire.

Ce plateau représente actuellement la partie la plus haute du massif. Au niveau de la Balme, vers 1.600 m. d'altitude, les arkoses rencontrées sont également différentes, beaucoup plus grossières que les grès arkosiques par lesquels débute, à 700 m. d'altitude, le Trias de Montvernier.

La diversité des niveaux de la base du Trias sur le Grand-Châtelard, la variation de puissance de la série triasique, enfin l'altitude actuelle des lambeaux de couverture conservés sur la bordure sud, laisse donc supposer que le socle hercynien pénéplainé était non seulement ondulé, comme on le voit encore sur le plateau, mais également abaissé d'Ouest en Est et affecté par des accidents qui ont été, ultérieurement, remis en activité lors du rajeunissement du massif.

Le pincement dans le sens NNE-SSW d'une lame de Trias dans le cristallin du plateau des Chamossières correspond alors au rejeu d'une fracture hercynienne reprise par les mouvements alpins.

Il est probable, en réalité, que les fractures du socle hercynien n'ont pas limité leur activité aux seules phases orogéniques paroxysmales. Ce sont probablement elles

qui, à diverses époques, par leur rejeu successif d'amplitude diverse imprimant certains mouvements au socle, ont conditionné la sédimentation sur le massif et sont, par exemple, à l'origine de son émergence au Lias inférieur.

2° - Directions alpines

La direction NE-SW des autres accidents importants du massif est plus récente que la direction NNE-SSW, car elle l'oblitére. Ce sont des accidents typiquement alpins, postérieurs au dépôt du Trias et du Lias qu'ils affectent généralement. Cependant, dans certains cas, cette direction peut très bien avoir été déterminée par le passage d'anciennes lignes de fracture du socle ou par une zone de plus grande fragilité. Dans ce dernier cas, la bande mylonitique du pont de la Madeleine, séparant le granite et sa bordure de contamination des schistes cristallins encaissants, en serait peut-être un exemple.

La topographie actuelle du massif montre, le long de l'accident du Sapey, une zone affaissée grâce à laquelle des lambeaux, probablement importants, de la couverture triasique ont été conservés et sont pincés entre deux compartiments de granite.

Au Rocheray, les failles NE-SW établies au contact granite-amphibolites coïncident une lame de Lias. Leur tracé se perd rapidement dans les éboulis, mais si l'on essaye de le prolonger par-delà la rivière, il vient curieusement traverser le grand cône de déjection d'Hermillon qui comble la dépression créée entre la falaise du Rocheray proprement dit et son prolongement du Chatel et le Promontoire de l'Echaillon, isolant, comme une île, ce dernier. Peut-être n'est-ce là qu'une heureuse coïncidence ? ou faut-il effectivement rechercher une origine en partie tectonique à cette séparation ? Cette hypothèse devient défendable lorsque l'on considère le comportement de la falaise nummulitique surmontant le massif à l'Est. Cette falaise, en effet, s'abaisse très nettement au-dessus

....

d'Hermillon, jusqu'à 700 m. d'altitude environ, alors qu'un peu plus au Nord, sa cote est supérieure à 850 m. et qu'à Hermillon même, c'est entre 550 et 600 m. que sont restés accrochés au massif les derniers témoins de cette couverture, sans que réapparaisse le Lias sous-jacent. L'existence d'un accident NE-SW, antérieur au dépôt des calcaires à petites nummulites, pourrait, par exemple, expliquer ces variations. Il est possible également que cet accident supposé fasse partie d'une vaste zone de fracture car R. BARBIER admet, dans sa coupe de la vallée de l'Arc précédemment citée (p. 108), sous les alluvions de l'Arc à l'aval de Saint-Jean-de-Maurienne, un synclinal liasique beaucoup plus important que toutes les zones sédimentaires rencontrées, pincées, dans le socle. Les amphibolites présentes au "toit" de la lame de Lias de l'accident du Rocheray deviennent alors elles-mêmes une lame cristalline prise entre deux zones liasiques et comparable aux lames granitiques séparant les "coins" sédimentaires des Bains de l'Echaillon. Dans cette hypothèse, il est également possible d'envisager que le Promontoire de l'Echaillon pris intégralement représente, lui aussi, une sorte de très vaste "écaillage" cristalline, séparée du reste du Grand-Châtelard par un fossé liasique.

Quoi qu'il en soit, la direction alpine NE-SW imprime fortement son caractère au massif.

Autre manifestation de la tectonique alpine, la direction postnummulitique NNW-SSE d'étirement des "coins" triasiques et liasiques de la bordure sud du Promontoire de l'Echaillon. Elle se traduit par des zones de fracturation et d'écrasement où socle et couverture sont en accordance tectonique.

Cette direction correspond au sens de la poussée alpine qui provoqua le chevauchement de l'unité ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves sur la zone dauphinoise orientale, aboutissant, au Promontoire, au laminage et à l'écrasement du Nummulitique autochtone. En effet, la série nummulitique

épaisse et pas trop laminée (R. BARBIER, 1946) à l'aplomb de Montvernier et du Chatel, se réduit considérablement en allant vers le Sud pour n'être plus représentée, à Montandré, au-dessus de l'Echaillon, que par des grès recristallisés (R. BARBIER, 1954) au contact de la base de l'écaille des Aiguilles d'Arves.

L'importance et la fréquence des lames sédimentaires pincées et écrasées dans le cristallin de toute la bordure sud du massif montre bien la violence et l'ampleur des manifestations de la tectonique alpine dans le Grand-Châtelard, que ces accidents soient purement alpins ou qu'ils se soient calqués, comme cela s'est également produit dans les massifs voisins de Belledonne et des Grandes Rousses, sur des directions d'accidents plus anciennes.

Les accidents de direction N-S, E-W ou encore ESE-WNW sont, de tous, les plus récents. Ils affectent surtout la couverture sédimentaire et localement entament la bordure du massif, mais s'y amortissent très vite. Leur rôle est donc négligeable dans l'histoire tectonique du Grand-Châtelard.

Quant à la direction oblique, NW-SE, de la vallée de l'Arc, son origine n'est peut-être pas à rechercher, comme le pensait Ch. LORY (1878), dans une cassure transversale occasionnant la remontée du massif, donc une cassure alpine, mais plutôt à rattacher, comme le soulignaient W. KILIAN et J. REVIL (1904, p.57), "à un phénomène très ancien de surimposition ayant lieu pendant les premiers temps du creusement des vallées". En effet, au-dessus de la bordure est du cristallin, une dépression longitudinale importante s'étendant d'Hermillon à Montvernier, apparaît comblée de moraines et d'anciens cônes de déjection et témoigne du tracé de l'ancienne vallée glaciaire. Le cours actuel de l'Arc entame, donc, par épigénie, le massif.

....

IV - CONSEQUENCES DE L'OROGENESE ALPINE

Les divergences observées, sur les bordures du massif du Grand-Châtelârd, dans le comportement du socle et de sa couverture, tiennent uniquement au mode de déformations alpines.

Les mouvements alpins aboutissent :

- au plissement de la couverture et au serrage des sédiments de la bordure sud entre des blocs cristallins ;
- au redressement progressif du socle et de sa couverture et au déversement général des formations vers le Nord-Ouest.

1°- Plissement de la couverture et serrage des sédiments

Le plissement de la couverture autochtone apparaît très nettement sur le pourtour du massif. Ce sont, au Sud de l'Arc, les zones synclinales, très accusées, du Glan-don-la Chambre et du Pays des Arves, au Nord de l'Arc le vaste repli synclinal couvrant le dernier gradin cristallin et limité à l'Est par le bord occidental de la zone ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves.

Cette série de couverture est très réduite à l'Ouest, ne comprenant que deux termes : Trias et Lias, alors qu'à l'Est apparaît le Nummulitique qui, pour R. BARBIER (1946) "semble bien constituer une vaste lame synclinale partout décollée".

Il n'est pas possible de rattacher avec certitude le plissement de cette couverture à des mouvements antérieurs à la transgression priabonienne, mais il est cependant pensable que de tels mouvements restés si fortement marqués dans le substratum tout proche du Flysch des Aiguilles d'Arves (R. BARBIER, 1948, p.119), ont dû également affecter les sédiments de la couverture autochtone, même si l'on n'en retrouve plus la trace.

Qu'il fût ou non amorcé, le plissement général de la couverture est imputable aux manifestations du paroxysme alpin, en l'occurrence la mise en place des unités plus internes. Sous l'action des poussées alpines, l'écaille des Aiguilles d'Arves est ainsi venue chevaucher la zone dauphinoise tandis que cette dernière, affectée de plissements et de décollements, venait s'empiler en lames sur le socle ou se coincer en "écailles" dans les fractures du substratum cristallin.

Les deux bordures, est et sud, du massif présentent des styles radicalement opposés. A l'Est, la couverture sédimentaire est partout discordante sur les schistes cristallins redressés, alors qu'au Sud, elle est pincée, en accordance tectonique, dans le socle hercynien fracturé. Ces différences sont, néanmoins, les conséquences des mêmes premières poussées alpines.

Au Nord de l'Arc, l'ennoyage de l'axe cristallin est extrêmement rapide. Sa couverture autochtone, épaisse, a réagi aux poussées indépendamment du rebord oriental du socle ; "elle a été prise, comme l'écrit R. BARBIER (1946), entre l'avancée des nappes et le butoir cristallin du Grand-Châtelard". Elle s'est plissée, décollée, empilée et a été violemment refoulée vers le Nord-Ouest en même temps qu'était entraînée, par-dessus elle, l'écaille des Aiguilles d'Arves.

Au niveau de l'Arc, au Sud, ces mêmes poussées se sont heurtées à la masse principale rigide du noyau cristallin dont la réaction en profondeur s'est répercutée dans sa couverture : les deux restant solidaires. Tout en freinant l'avancée de l'écaille ultradauphinoise parautochtone, le noyau cristallin, sous les poussées tangentielles reçues, s'est fracturé selon des directions nouvelles ou anciennes en pinçant, en accordance le long d'accidents inclinés vers le Sud-Est, des lambeaux de sa couverture.

La structure ancienne, conservée, du bord oriental du noyau cristallin, où la couverture synclinale discordante repose sur le socle, s'oppose donc à la structure

nouvelle, hachée, du bord méridional, où "coins" et lames sédimentaires sont serrés entre des blocs cristallins.

La trace de l'avancée de l'écaille des Aiguilles d'Arves par-dessus la zone dauphinoise, s'incurvant et contournant le massif du Grand-Châtelard à l'Est, traduit clairement le rôle d'obstacle joué par le noyau cristallin et le synchronisme, sous l'action des poussées alpines, des mouvements de plissement et de décollement de la couverture autochtone et de serrage des sédiments dans les fractures du substratum cristallin.

2°- Redressement du socle et de sa couverture et déversement général vers le Nord-Ouest

Tardivement, ou du moins lors d'une phase tectonique succédant à l'imposition des structures nouvelles nées des premières poussées, le massif du Grand-Châtelard a été pris dans le grand mouvement de surrection de l'ensemble des Massifs Cristallins Externes.

Les deux massifs hercyniens les plus voisins du Grand-Châtelard : massif des Grandes Rousses au Sud-Ouest et Chaîne de Belledonne au Nord, ont eu, lors de ce soulèvement, des comportements partiellement différents.

J. LAMEYRE (1958) a mis en évidence, dans le massif des Grandes Rousses, un mode de soulèvement "en compartiments séparés par les accidents transverses (ESE-WNW et ENE-WSW jouant horizontalement et verticalement) qui avaient permis, pendant les premiers mouvements, le gauchissement général du socle". Ces décrochements horizontaux impliquent de fortes poussées tangentiellles sud-est/nord-ouest qui n'apparaissent pour ainsi dire pas dans la Chaîne de Belledonne où Cl. BORDET (1958) a montré le rôle essentiel joué par les mouvements verticaux.

L'observation des accidents les plus importants du Grand-Châtelard prouve que le style tectonique de ce massif est régi par le jeu d'accidents tranverses résultant d'efforts.

principalement tangentiels et non verticaux. Ce style s'apparenterait donc plutôt à celui du massif des Grandes Rousses qu'à celui de la Chaîne de Belledonne avec, ici, cependant, une nette exagération de l'effet des poussées vers le Nord-Ouest.

La disharmonie existant entre les flancs est et sud du massif s'explique par les mouvements, d'amplitude diverse, des fractures NNE-SSW et NE-SW. Celles-ci, dont le rôle en profondeur avait déjà été important, permettent le soulèvement du cristallin de plus en plus haut, son déversement et son chevauchement vers le Nord-Ouest, par-dessus sa couverture sédimentaire. Ces fractures affectent plus spécialement la partie granitique du massif qui sera portée à une altitude supérieure à celle des schistes cristallins et entre les deux, la zone de broyage du pont de la Madeleine souligne le contact tectonique.

La couverture sédimentaire participe également à ces mouvements et s'adapte aux déformations du socle.

Le long du bord oriental, elle conserve, par rapport au cristallin, sa position initiale discordante et épouse ses dénivellations.

A l'Ouest, elle se redresse et se renverse contre les schistes cristallins qui, sous les poussées, la chevauchent.

Au Sud, enfin, outre les lambeaux de sédiments déjà coincés en accordance dans le socle et qui suivent ses mouvements, l'ensemble de la couverture est soulevé avec lui en restant plaqué contre le cristallin et s'adapte, le long du contact, à son orientation.

Soulèvements, déversement et chevauchement du socle sur sa couverture à l'Ouest sont ici simultanés.

Entraîné par le mouvement général de surrection des Massifs Cristallins Externes, le massif du Grand-Châtelard s'est soulevé par le jeu des failles obliques en se bombant dans le sens nord-est/sud-ouest et en se déversant légèrement par-dessus sa couverture occidentale. Sous l'action des

....

poussées latérales, il s'est débité à mesure en lames d'abord minces et peu élevées, puis de plus en plus épaisses et hautes, mais n'ayant été porté, en réalité, qu'à une faible altitude, le massif est resté séparé de tous par une ceinture de sédiments. La position interne qu'il occupe et la très faible masse qu'il représente par rapport aux autres massifs cristallins de la Zone Externe des Alpes explique qu'il ait subi, en même temps, plus que tout autre, l'effet de l'écrasement contre lui des unités plus orientales. Servant de butoir, mais ne pouvant opposer une force d'inertie suffisante, ni réagir selon un style tectonique qui lui soit propre, il s'est laissé lui-même écraser.

C O N C L U S I O N

La position géologique du massif du Grand-Châtelard, "massif externe" apparaissant dans la zone dauphinoise orientale immédiatement à l'Est du massif de Belledonne dans le prolongement nord-est du massif des Grandes Rousses, permet d'ores et déjà d'envisager pour lui une évolution concomitante et identique à celle des massifs voisins.

Mais ici cette histoire est à la fois simplifiée dans le temps par la nature des formations mises en jeu et abrégée dans l'espace par le fait de la minuscule surface parvenue jusqu'à nous, à côté des "géants" qui l'entourent.

N'ayant pu retrouver la trace d'une sédimentation houillère sur le massif (1), il est donc difficile, en ce cas, de dater la série cristallophylienne du Grand-Châtelard ; seule est possible la remarque suivante : étant contaminée par le granite, elle est donc plus ancienne que lui.

Avant leur transformation par un métamorphisme ancien, les micaschistes et gneiss formaient, primitivement, une série sédimentaire monotone, essentiellement pélitique, représentée par des faciès de schistes argileux, alors que les amphibolites actuelles devaient probablement constituer, à l'origine, une intrusion de roches grenues (gabbros et diorites) dans la série sédimentaire.

Au cours de l'orogénèse hercynienne, les mouvements tectoniques tangentiels provoquent le redressement isoclinal et le soulèvement de cette série cristallophylienne, en même

(1) La feuille Saint-Jean-de-Maurienne, au 1/80.000e, de la carte géologique de France indique clairement un affleurement de Houiller sur la bordure NW du massif, mais nos recherches n'ont pas permis de le redécouvrir, masqué qu'il doit être actuellement sous l'épaisse couverture végétale.

temps que la montée et la mise en place du granite, en concordance dans cette série. La venue de ce granite suscite la transformation, par une feldspathisation diffuse, d'une grande partie des faciès d'ectinites qui le bordent en faciès de migmatites. Il s'établit ainsi une étroite parenté minéralogique entre le granite et les faciès de granitisation qui lui sont liés. Aux effets de cette tectonique s'ajoute un écrasement général de toutes les formations.

La couverture sédimentaire actuelle du massif nous apprend la suite de son histoire géologique, mais jusqu'au dépôt du Trias, cette histoire est assez floue. Le vieux socle hercynien n'a pas conservé, comme les massifs voisins de Belledonne et des Grandes Rousses, de synclinaux houillers pincés dans le cristallin, mais seulement peut-être une bande étroite de grès houillers sur son flanc nord-ouest. Il est donc probable, comme le remarque P. GIDON (1954) pour la partie orientale du Pelvoux, que les mouvements hercyniens n'ont fait que soulever, ici en une sorte de dôme, l'ensemble cristallin, permettant ainsi aux futurs agents d'érosion de le décaper, pour ainsi dire, entièrement.

S'il est, actuellement, difficile de prouver l'existence d'une couverture houillère, même partielle, sur le Grand-Châtelard, on peut cependant la supposer. R. BARBIER (1958) ayant en effet reconnu au col de la Madeleine, au Nord-Est du massif, des conglomérats, grès et schistes du Stéphanien inférieur, il est tentant de les raccorder aux formations identiques et de même âge du synclinal houiller du bord oriental des Grandes Rousses, au Sud-Ouest du massif. En ce cas, une couverture houillère aurait très bien pu exister sur toute la partie occidentale du massif et ses sédiments disparaître presque totalement pendant la période d'arasement qui suivit.

Comme dans la plupart des Massifs Cristallins Externes et contrairement à ce qui a été observé (R. BARBIER - 1948 - p.239) dans le substratum voisin du Flysch des Aiguilles d'Arves, où apparaît la continuité et la concordance des dépôts

depuis le Houiller jusqu'au Trias, l'absence de Permien dans le Grand-Châtelard est remarquable. Il a, sans doute, été enlevé au cours de cette longue période d'érosion continentale antétriasique pendant laquelle les derniers reliefs de la Chaîne hercynienne ont été définitivement pénéplainés.

Au Trias, le massif apparaît comme un élément de ce "seuil vindélicien", héritage de la vieille Chaîne antérieure, qui sépare les zones alpines externe et interne. La transgression triasique est marquée, à l'Est, par la nette discordance des dépôts sur le socle hercynien. Pour R. BARBIER (1952) la présence d'arkoses de base extrêmement réduites à Montvernier permet de douter de l'immersion du massif au Trias inférieur et d'envisager sur son emplacement, comme dans bien d'autres lieux de la zone externe, l'existence de reliefs résiduels, nés peut-être du rejeu de failles et submergés plus tardivement. Ces mouvements se seraient probablement perpétués, avec une amplitude variable, en cours de sédimentation, expliquant ainsi les irrégularités des dépôts triasiques.

La fin du Trias et le début du Lias sont marqués, dans le Grand-Châtelard, par l'existence d'un vieux relief resté émergé jusqu'au Lias moyen (R. BARBIER, 1944 b). Ce relief, issu de ces mêmes mouvements qui ont déjà agité le socle, ne présente pas, comme son homologue du début du Trias, un caractère litigieux : il est, au contraire, certainement responsable de l'ablation d'une partie des sédiments triasiques.

Sur ce Trias érodé ou même directement sur le cristallin, la transgression liasique dépose des brèches calcaires, puis des calcaires et enfin des schistes, indiquant ainsi un net approfondissement de la mer à mesure que l'on s'élève dans la série de cet étage.

Le Grand-Châtelard appartenait, à cette époque, pour R. BARBIER (1961), à cette même "dorsale pelvousienne" qui englobait, au Sud, la majeure partie du Pelvoux.

Jusqu'à la transgression nummulitique, il ne reste, dans le massif, aucune trace de sédimentation post-liasique. Les calcaires priaboniens eux-mêmes n'apparaissent

pas, comme dans le Pelvoux (P. GIDON, 1954), discordants sur les terrains mésozoïques ou sur le socle, ce qui témoignerait de mouvements anténummulitiques qui ne peuvent alors qu'être supposés, mais en lame partout décollée (R. BARBIER, 1944 a - 1954) qui traduit la violence des mouvements alpins.

R. BARBIER (1946) attribue l'absence de conglomérats à la base du Nummulitique au fait que le "massif formait rivage au moment de la formation de ces conglomérats" et groupe, comme il l'avait fait précédemment au Lias, le Pelvoux, le Grand-Châtelard, dans une "même zone paléogéographique, d'abord émergée et contournée par le golfe lutétien avant d'être submergée au Priabonien".

Après l'Eocène, les mouvements paroxysmaux alpins impriment au massif la structure que nous lui voyons actuellement, assez voisine par son style isoclinal, de sa structure ancienne. Il s'y ajoute cependant, sous l'action des efforts tangentiels alpins, le plissement de sa couverture et l'"écaillage" du socle en profondeur, puis, dans une phase terminale de surrection, le redressement du cristallin sous forme de "lames" de plus en plus épaisses et couchées du Sud-Est au Nord-Ouest et son léger déversement vers le Nord-Ouest par-dessus la couverture sédimentaire qu'il avait entraînée.

Les différents phénomènes qui ont affecté le massif du Grand-Châtelard au cours des orogénèses successives sont semblables à ceux qui se produisaient, aux mêmes époques, dans les massifs cristallins voisins. D'autre part, R. BARBIER a fait remarquer que ce massif appartient souvent, au cours de son histoire post-hercynienne, à la même zone que le Pelvoux. Il est donc intéressant, à la lumière des récentes synthèses faites par Cl. BORDET (1957), mais tout en restant dans le domaine de l'hypothèse, d'essayer de replacer primitivement ce massif dans le cadre des Massifs Cristallins Externes.

Le Grand-Châtelard semble, géographiquement, former un relais entre le bord sud des Grandes Rousses et

Belledonne septentrionale et pourrait ainsi appartenir au même élément structural, c'est-à-dire la "série satinée interne" de Cl. BORDET. En fait, il n'en est rien et les similitudes établies par Cl. BORDET entre ces deux massifs, ne se retrouvent pas dans le Grand-Châtelard. Il n'y a, par exemple, aucune ressemblance, tant pétrographique que chimique, entre les granulites des Petites Rousses et de Notre-Dame-de-Briançon et le granite du Grand-Châtelard.

Force est donc d'admettre que le massif du Grand-Châtelard appartient structuralement à une unité plus orientale et qu'il pourrait peut-être s'intégrer à la suite du Mont Blanc, entre ce dernier et le Pelvoux.

Pour Cl. BORDET, en effet, le synclinal de Chamonix est plus interne que le synclinal médian de Belledonne ; il est donc possible d'envisager, à la suite de M. GIGNOUX et L. MORET (1931), que le synclinal de Chamonix trouve sa continuation méridionale à l'Est du massif de Beaufort et se prolonge ensuite par la zone synclinale du col de la Madeleine - Saint-Avre La Chambre. En ce cas, les éléments structuraux du Mont Blanc devraient se retrouver dans le Grand-Châtelard. Il est difficile, en fait, de voir de nettes ressemblances entre les schistes cristallins, les migmatites et le granite du Mont Blanc d'une part, et la série cristallophyllienne plus ou moins contaminée et le granite du Grand-Châtelard d'autre part.

Le vieux matériel hercynien du Mont Blanc, plus interne que Belledonne, présente néanmoins, pour Cl. BORDET, de nombreuses affinités avec la "série verte" de Belledonne. Si l'on essaye d'appliquer cette même comparaison aux formations du Grand-Châtelard, on s'aperçoit que la série cristallophyllienne, par ses gneiss et ses micaschistes, a effectivement plus de points communs avec la "série verte", dérivant de sédiments principalement schisteux, qu'avec la "série satinée" à sédimentation originelle de type Flysch. Il s'établit, en outre, une nouvelle et frappante analogie dans le style d'injection et d'assimilation des ectinites

....

par les deux granites syntectoniques de Saint-Colomban et du Grand-Châtelard. L'un et l'autre mettent en jeu le même processus de feldspathisation pour transformer, plus ou moins profondément, leur série cristallophyllienne encaissante en faciès de migmatites.

Les différences qui, par ailleurs, opposent ces deux granites pourraient alors être imputables à leur degré de transformation : le granite du Grand-Châtelard représentant un type beaucoup plus cataclasé que le granite de Saint-Colomban.

Si la similitude des formations du Mont Blanc et du Grand-Châtelard n'apparaît pas d'emblée, on voit cependant que par le truchement des mêmes éléments de comparaison, tels les différents termes de la "série verte" de Belledonne, il est cependant possible d'admettre que Mont Blanc et Grand-Châtelard font partie de la même unité structurale et où les faciès seraient plus variés et plus différenciés au Nord qu'au Sud.

D'autre part, le style de la tectonique alpine du Mont Blanc n'est pas dominé, comme dans les massifs des Aiguilles Rouges, de Belledonne et du Pelvoux, par des mouvements essentiellement verticaux, mais par des mouvements tangentiels. Le massif du Mont Blanc, pour P. CORBIN et N. OULIANOFF (1925) "fût surélevé, incliné et transporté dans la direction Nord-Ouest sur l'avant-pays". C'est le même phénomène, à beaucoup plus petite échelle, qui se répète dans le Grand-Châtelard où le massif tout entier, incliné vers le Nord-Ouest, chevauche légèrement sa couverture sédimentaire.

Cet essai de comparaison du Grand-Châtelard avec les massifs cristallins voisins permet, tout au plus, de remarquer que si l'histoire de sa couverture sédimentaire le lie fréquemment au Pelvoux, la nature et la structure de son socle sembleraient plutôt le rattacher à la même unité que le Mont Blanc.

S'intègre-t-il alors bien dans cette zone orientale qui s'étend du Pelvoux au Mont Blanc ?

Il est plus juste et logique, en écartant toute hypothèse, de s'arrêter aux constatations suivantes : le Grand-Châtelard occupe une position plus interne que Belledonne et ses faciès pétrographiques ne rappellent en rien ceux du cristallin de la Zone Interne, mais sont voisins de ceux de la "série verte" de Belledonne ; il fait donc indubitablement partie des Massifs Cristallins Externes.

Comme le pense R. MICHEL (1957) pour les deux écailles cristallines d'Hauteclerc avec lesquelles la situation du massif, immédiatement à l'Est de Belledonne, permet le rapprochement, le Grand-Châtelard est une réapparition plus orientale du socle hercynien de la Zone Cristalline Externe. Sa structure particulière est imputable, tant à sa position qu'à son volume restreint, motivant l'adaptation à sa taille du style des déformations alpines.

B I B L I O G R A P H I E

Abréviations :

B.C.G.F.	Bulletin du Service de la carté géologique de France
B.S.G.F.	Bulletin de la Société géologique de France
C.R.A.S.	Comptes rendus de l'Académie des Sciences
C.R.som.S.G.F.	Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France
M.C.G.F.	Mémoires du Service de la carte géologique de France
T.L.G.	Travaux du Laboratoire de géologie de Grenoble.

ALSAC C. (1961) : Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du Dôme de Remollon (H.A.) T.L.G., T. 37, p. 31-70.

ANDERSEN O. (1929) : The genesis of some feldspar from granite pegmatites. Norsk geol.Tidsskr., Bd 10, p. 116-208.

BADOUREAU A. (1901) : Le Passé, le Présent et l'Avenir de l'Industrie minérale dans l'arrondissement minéralogique de Chambéry. Bull.Soc.Hist.nat.Savoie, (2), t. I, P. 106-107.

BARBIER R. (1944 a) : Découverte de Nummulitique dans la couverture du Grand-Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). C.R.som.S.G.F., N° 3, p.24-25

BARBIER R. (1944 b) : Sur l'existence d'un "dôme" émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand-Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). Ibid. N° 4 p. 38-39.

BARBIER R. (1946) : Le Nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux. Ibid. N° 6, p. 97-98.

BARBIER R. (1948) : Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. M.C.G.F.

- BARBIER R. (1954) : Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie) du 4 au 12 septembre 1954. C.R.som.S.G.F., N° 17 p. 435-505.
- BARBIER R. (1956) : Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au N du Pelvoux, Ibid., N° 4, p. 49-51.
- BARBIER R. (1958) : Précisions nouvelles dans la coupe du col de la Madeleine (Savoie). Ibid., N° 14, p. 337-338.
- BARBIER R. (1961) : Les reliefs "vindéliciens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque sur le Lias Français, Chambéry. 1960. C.R.Soc.Sav. (4), p. 691-694.
- BARBIER R. (1962) : Quelques réflexions sur le Trias des zones internes des Alpes Françaises. Colloque sur le Trias Français. Montpellier, 1961. Ibid., à paraître.
- BELLAIR P. (1948) : Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. M.C.G.F.
- BLANC G.A. (1905) : Sur la nature des éléments radioactifs contenus dans les sédiments des sources thermales de l'Echail- lon et de Salins-Moûtiers. Cong. Intern.Radiologie, Liège.
- BLANC G.A. (1906) : La radioactivité des sources thermales de la Savoie et les substances qui en sont causes. C.R.XVII° Cong. Soc.Sav.Savoie, Aix-les-Bains.
- BOINEAU C. et NICAISE J. (1950) : Les schistes cristallins du Plateau d'Aigurande au Sud de la Châtre et de Chateaufort. Rev.Sc.nat.Auvergne, vol. 16, p.7-42.
- BORDEAUX A. (1925) : La géologie et les mines de la Savoie et des régions avoisinantes. Paris, 69p.
- BORDET P. et BORDET Cl. (1953) : Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes Françaises. C.R.A.S. t.236, P. 500-502.

- BORDET P. et BORDET Cl. (1954) : Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes françaises). Ibid. t. 238 - p.830-832.
- BORDET Cl. (1957) : Recherche géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises). Thèse Ing. Doc. Paris.
- BORNUAT M. (1962) : Etude de la couverture sédimentaire de la bordure ouest du massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg d'Oisans (Isère). T.L.G., t. 38, p.117-203.
- BUFFIERE J.M. (1961) : Les formations cristallines de l'extrémité nord-ouest du massif du Pelvoux (massif du Rochail - Isère). D.E.S. Grenoble.
- CHAYES F. (1955) : Potash feldspar as a by-product of the biotite - chlorite transformations. Journ.of Geol., vol. 63 (1), p. 75-82.
- CHEVALLIER A. (1923) : Recherches sur la radioactivité des sources de l'Echaillon. Thèse Médecine, Lyon.
- CIVIALE A. (1882) : Les Alpes au point de vue de la géographie physique et de la géologie. Paris.
- CORBIN P. et OULIANOFF N (1925) : Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. B.S.G.F., (4), t. 25, p. 541-553.
- DONDEY D. (1960) : Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la Chaîne de Belledonne méridionale (Alpes Françaises). T.L.G. t. 36, p. 285-368.
- DUPARC L. (1923) : Sur le gisement de Saint-Avre en Maurienne. C.R.Soc.Phys et Hist nat. Genève, vol. 40, (2)
- FAURE-MURET A. (1947) : Sur les affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée (A.M.). C.R.A.S., t. 224, p. 205-207.
- FRIDMAN R. (1954) : Le massif du Grand-Châtelard (Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 50.000°). B.C.G.F., t.52, N° 241, p. 231-236.
-

- GIDON P. (1954) : Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. Thèse Fac.Sc. Grenoble.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1931) : Un itinéraire géologique à travers les Alpes Françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. T.L.G., t. 15, (3), p. 1-124.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952) : Géologie dauphinoise. 2e édition, Paris, Masson, 384p.
- GIOBERT J.A. (1822) : Des eaux thermales et acidulées de l'Echaillon en Maurienne. Savoie.
- GIRARD A. (1925) : Géologie et sources minérales et thermales de la Savoie. Source de l'Echaillon en Maurienne. Thèse Pharmacie. Lyon.
- GIRAUD P. (1952) : Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses. B.S.G.F., (6), 2, P. 379-402.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1959) : Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Paris, Masson, 122p.
- KILIAN W. et REVIL J. (1902) : Sur les sources minérales de l'Echaillon près de Saint-Jean de Maurienne (Savoie). Cong. Intern. Climatologie et Géol., 6e session, Grenoble.
- KILIAN W. et REVIL J. (1904-1908-1912) : Etudes géologiques dans les Alpes Occidentales. M.C.G.F., t.1, p. 70-313, t.2, p.3-18.
- KILIAN W. (1924) : Sur l'origine probable des eaux thermales d'Aix-les-Bains. Liv. Jub. Cinquant. Soc. Géol. Belgique. p. 100-102.
- LAMEYRE J. (1958) : La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. T.L.G., t.34, p. 83-152.
- LAPADU-HARGUES P. (1952) : Considérations sur l'origine des amphibolites. C.R.A.S., t.234, p. 352-353.

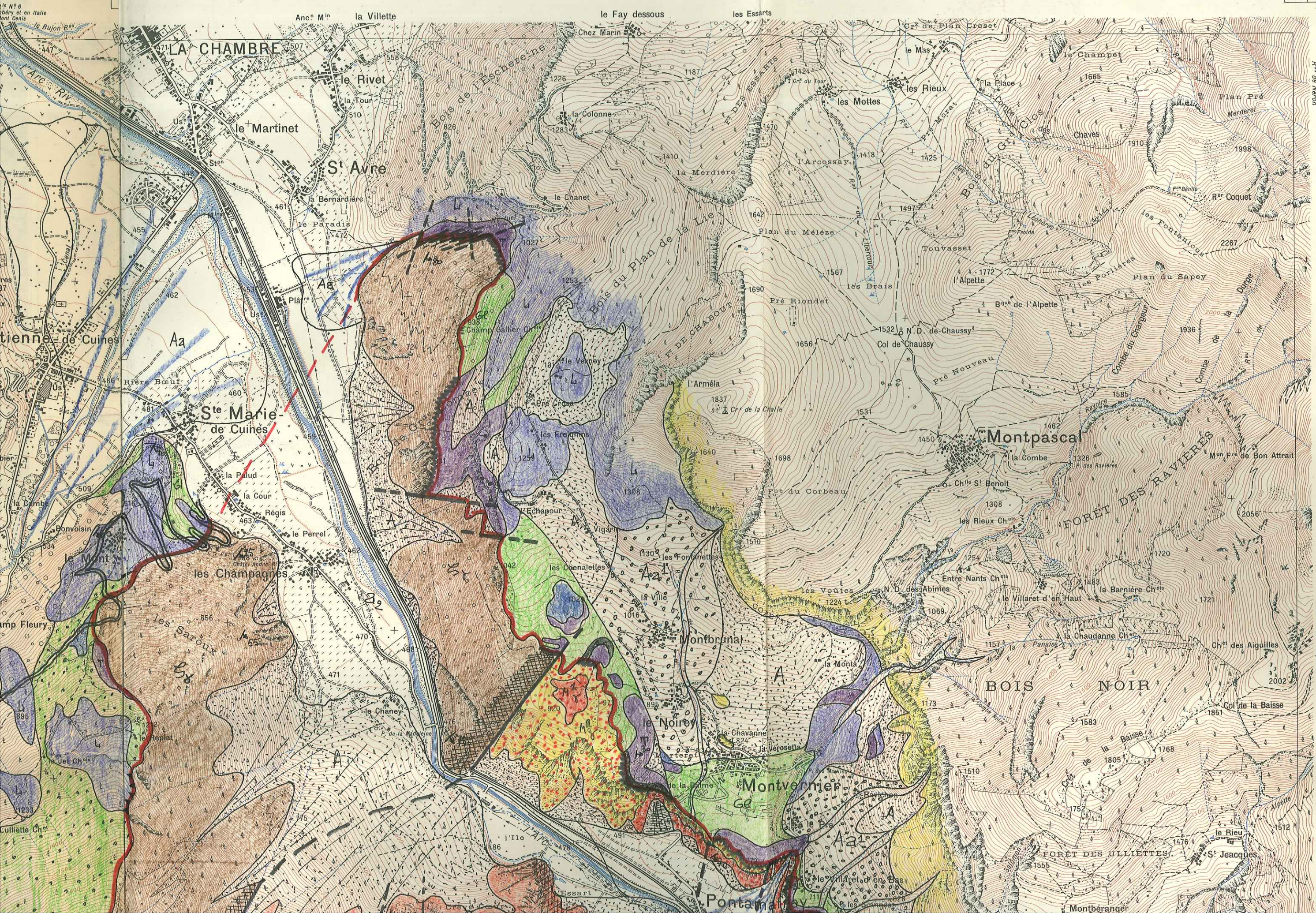
- LAPADU-HARGUES P. (1953) : Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. B.S.G.F., (6), 3, p. 153-173.
- LAPADU-HARGUES P. (1958) : Observations à propos des amphibolites. C.R.som.S.G.F., N° 6, p. 132-133.
- LORY Ch. (1861) : Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Saint-Jean-de-Maurienne. B.S.G.F., (2), 18, p. 694-828.
- LORY Ch. (1878) : Essai sur l'orographie des Alpes Occidentales considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes. Bull.Soc.Stat.Isère, (3), 7, p. 330-394.
- LORY Ch., PILLET L. et VALLET P. (1869) : Carte géologique du département de la Savoie.
- LORY Ch. et VALLET P. (1866) : Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise. B.S.G.F., (2), 23, p. 480-497.
- LUGEON M. (1901) : Recherches sur l'origine des vallées des Alpes Occidentales. Ann. Géo., N° Juillet-Octobre.
- MAURICE R. (1931) : Etude géologique, minéralogique et chimique sur le gisement de Saint-Avre (Maurienne). Thèse Fac.Sc. Genève, 44p.
- MICHEL R. (1957) : Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moûtiers au 50.000°, B.C.G.F., t. 55, N° 252, p. 17-30.
- MORET L. (1925) : Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie. Grenoble, Allier, 201 p.
- MORET L. (1946) : Les sources thermominérales. Paris, Masson, 146p.
- MORET L. (1954) : Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie) du 4 au 12 septembre 1954. C.R.som.S.G.F., N° 17, p. 435-505.
- MORET L. et MICHEL R. (1958) : Observation sur un spilite triasique du massif d'Allevard (Isère). Ibid., N° 14, p. 335-337.




- MORTILLET G. de (1858) : Géologie et minéralogie de la Savoie. Ann.Chamb.Roy.agr et com.Savoie, t.4, 491 p.
- PARJADIS de LARIVIERE N. (1960) : Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasique du massif cristallin du Grand-Châtelard (Savoie). B.S.G.F., (7), t.2, p.108-112.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1941) : Quelques observations sur le spilitite de Montvernier (Savoie). Bull.Soc.his nat.Toulouse, t.76, p. 161-171.
- PETERLONGO J. (1956) : Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais. B.S.G.F., (6), t. 5, P. 361-374.
- RABOWSKI F. (1917) : les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont Blanc et de l'Aar. Procès-Verbal Soc.Vaud. Sc.Nat., t.51, (4), N° 193, p. 195.
- REVIL J. (1908) : Les sources thermominérales de la Savoie. Rev. gén. Sc., (20), p. 825-932.
- REVIL J. (1913) : La géologie du massif du Rocheray. Bull.Soc.hist. nat. Savoie, (2), t.17, p. 23-26.
- ROQUES M. (1955) : Etude quantitative des myrmékites. Sciences de la Terre, N° hors-série, p. 189-195.
- SARROT-REYNAULD J. (1961) : Etude géologique du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. t. 1 : Le socle cristallin et la couverture paléozoïque. T.L.G., mémoire N° 2.
- TANE J.L. (1962) : Contribution à l'étude des laves spilitiques du Pelvoux. Thèse 3e Cycle, Grenoble.
- TERMIER P. (1893) : Sur la tectonique du massif du Pelvoux. B.S.G.F., (3), t.24, p. 734-758.
- TERMIER P. (1902) : Quatre coupes à travers les Alpes Franco-Italiennes. Ibid., (4), t.2, p. 411-433.

VATIN-PERIGNON N. (1962 a) : Sur la composition minéralogique et chimique et sur l'origine probable des amphibolites d'Hermillon (massif du Grand-Châtelard - Savoie) T.L.G., t. 38, p. 231-240.



VATIN PERIGNON N. (1962 b) : Les principaux accidents du massif cristallin du Grand-Châtelard (Savoie) et les relations du socle et de sa couverture sédimentaire. C.R.A.S., t.255, p. 2789-2791.







1	2	3	4
St Jean de Maurienne			
XXXIV-34			
5	6	7	8



 M²γ Faciès anatexiques
 M¹γ Faciès granitiques
 M¹γμ Mylonites du faciès granitique

Filons

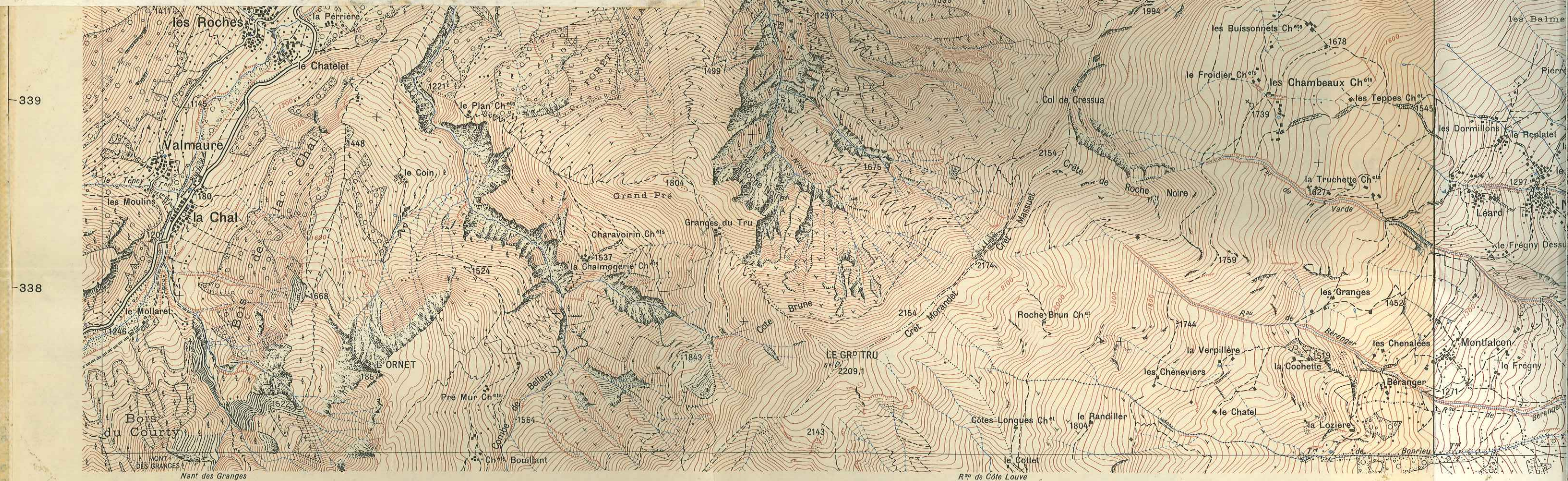
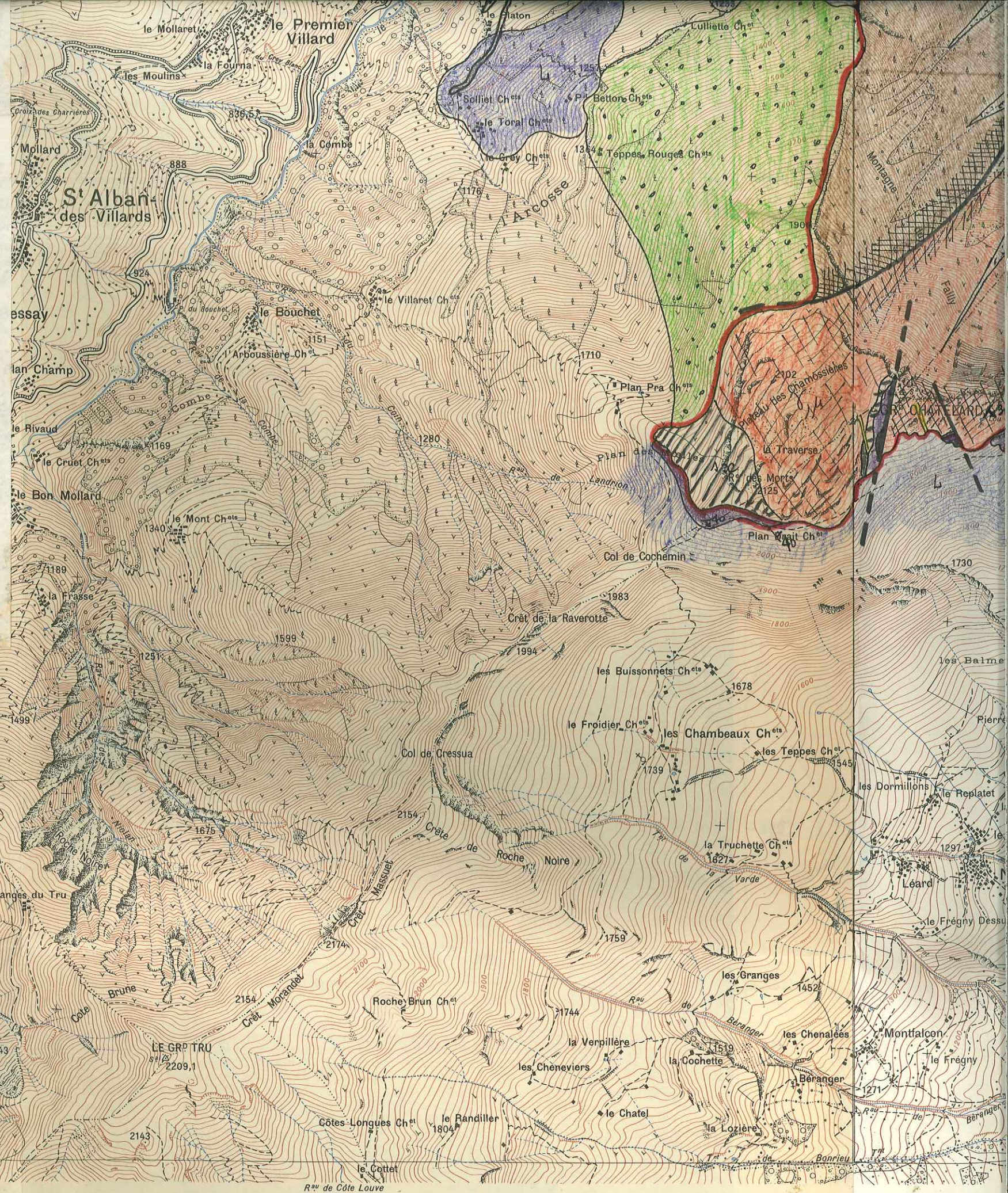
 Q Filons de quartz
 Filons minéralisés

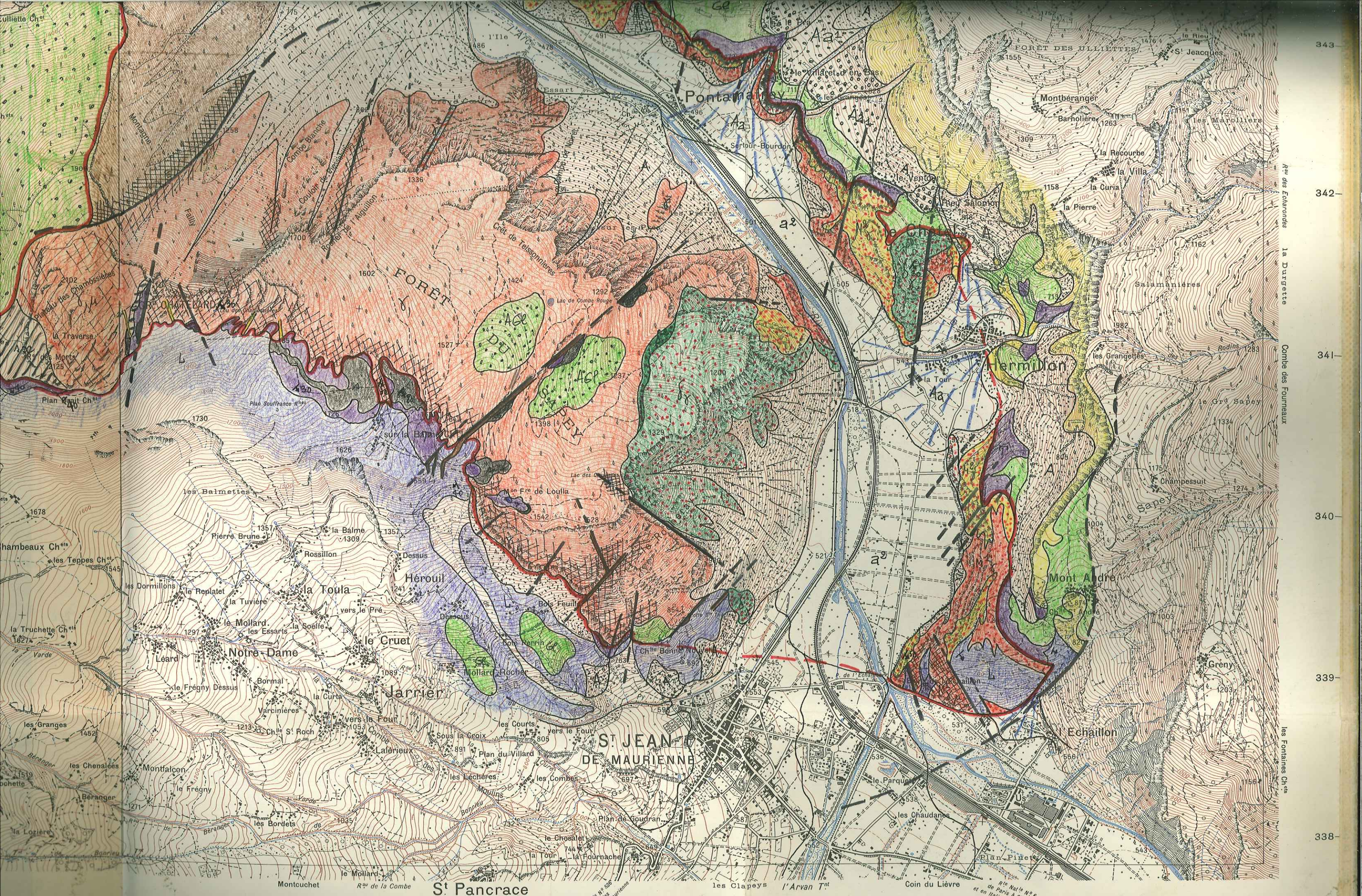
 Limite du Massif cristallin du Grand Châtelard et de sa couverture sédimentaire
 Contours géologiques
 Contact chevauchant
 Contact discordant
 Failles
 Valeur des pendages en degrés

Echelle : 1/20.000°

Nota : Les relevés géologiques de la couverture sédimentaire et les dépôts quaternaires situés à l'Est d'une ligne Saint-Jean-de-Maurienne - Montbrunal sont dûs à R. BARBIER (Carte au 1/50.000° M.C.G.F. 1948)

N. Vatin-Pérignon, 1963





Equidistance des courbes : 10 mètres.

Equidistance des courbes : 10 mètres.

910

911

912

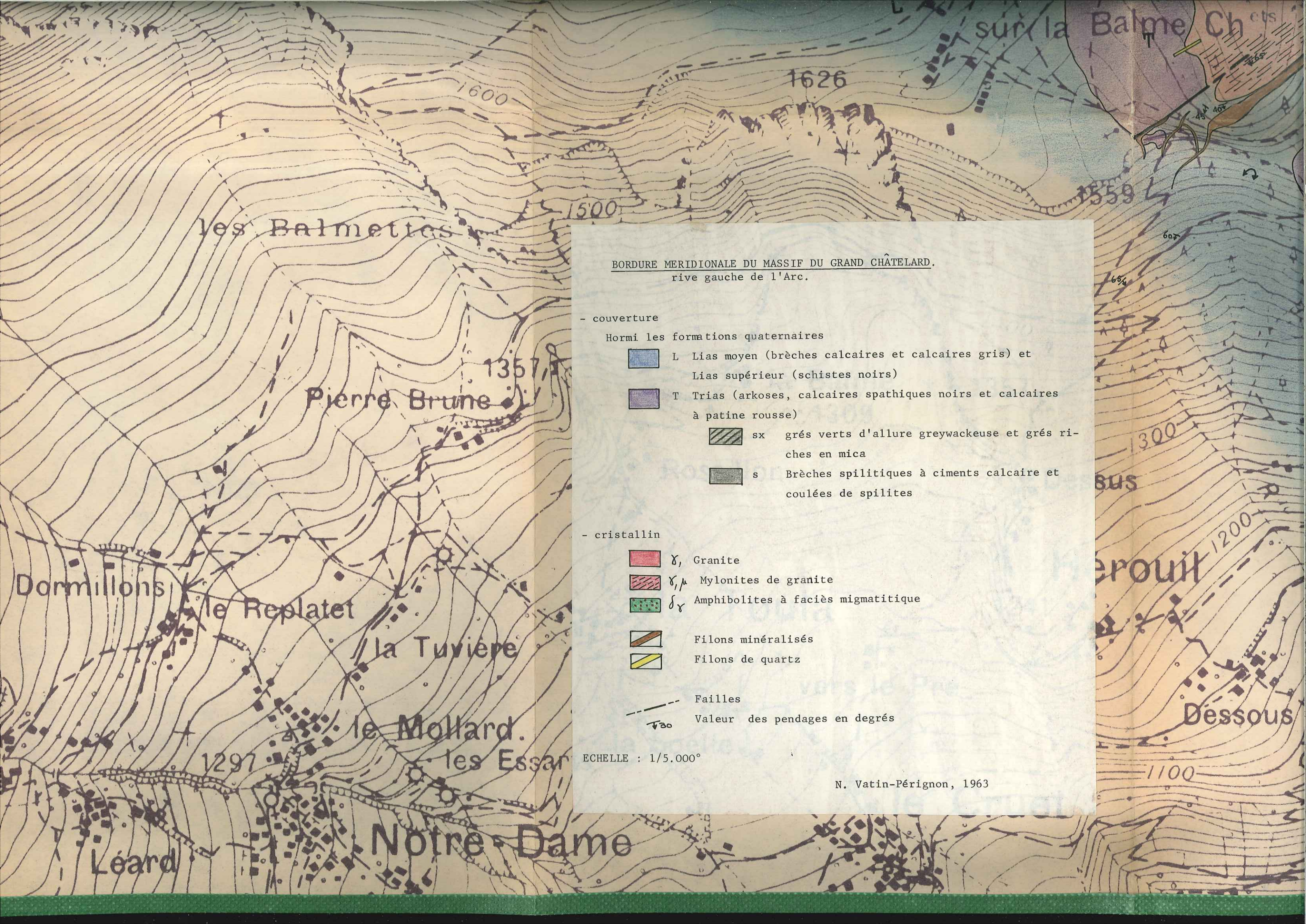
913

914

915

916



917





BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF DU GRAND CHÂTELARD.
rive gauche de l'Arc.




- couverture



Hormi les formations quaternaires



-  L Lias moyen (brèches calcaires et calcaires gris) et Lias supérieur (schistes noirs)
-  T Trias (arkoses, calcaires spathiques noirs et calcaires à patine rousse)

-  sx grès verts d'allure greywackeuse et grès riches en mica
-  s Brèches spilitiques à ciments calcaire et coulées de spilites

- cristallin

-  γ , Granite
-  γ_1 Mylonites de granite
-  $\delta\gamma$ Amphibolites à faciès migmatitique

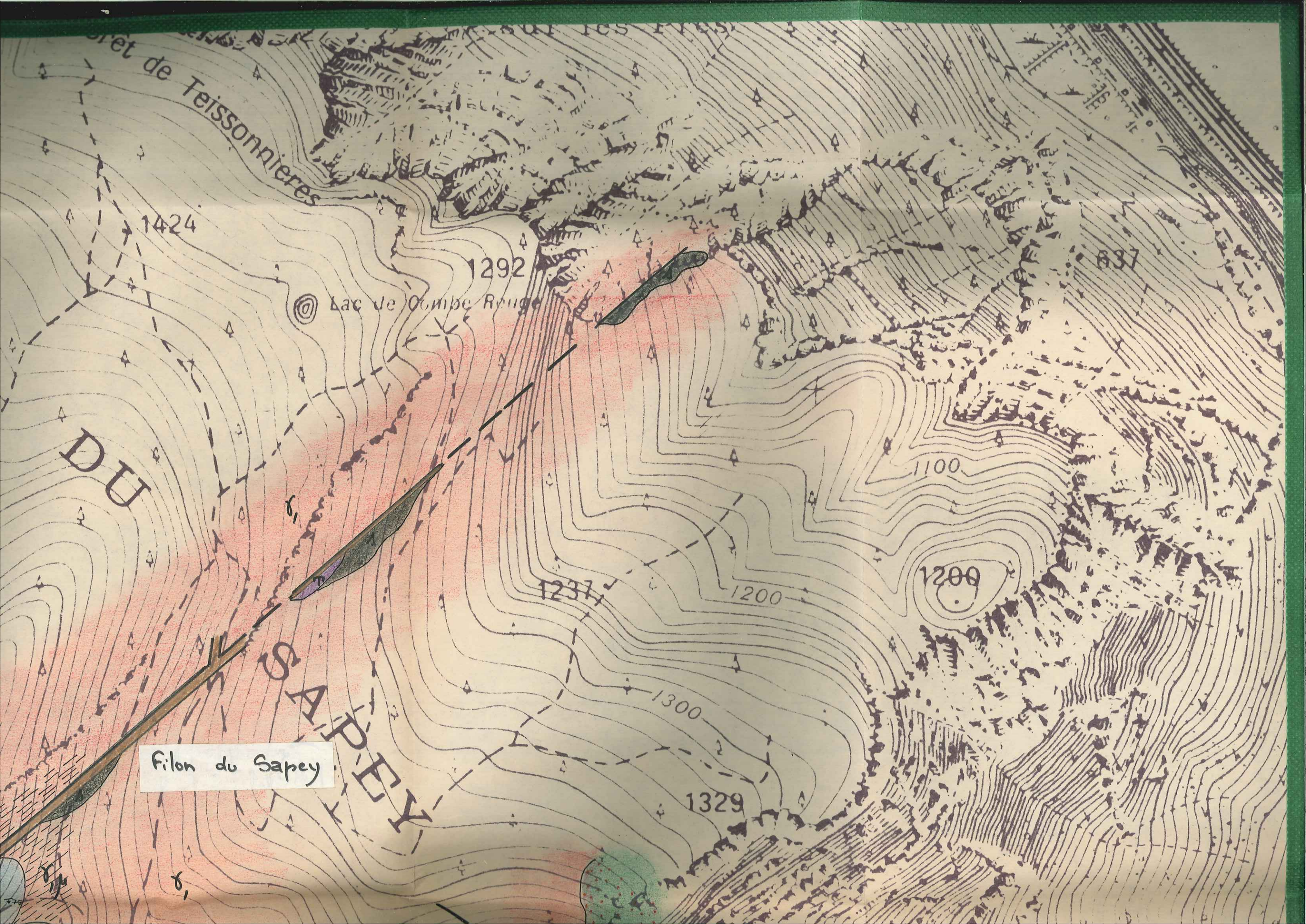
-  Filons minéralisés
-  Filons de quartz

-  Failles
-  Valeur des pendages en degrés

ECHELLE : 1/5.000°

N. Vatin-Pérignon, 1963





Filon du Sapex



1329

Mon Frère de Loulla

1542

1528

Le Rocheray

900

800

700

600

Filon du Rocheray
ou de la Tanière de l'ours

Filon du Bois-Feuillet

Cote Perrin

Filon de la Froidière

Filon de Sainte-Thècle

Ch. Bonne Nouvelle

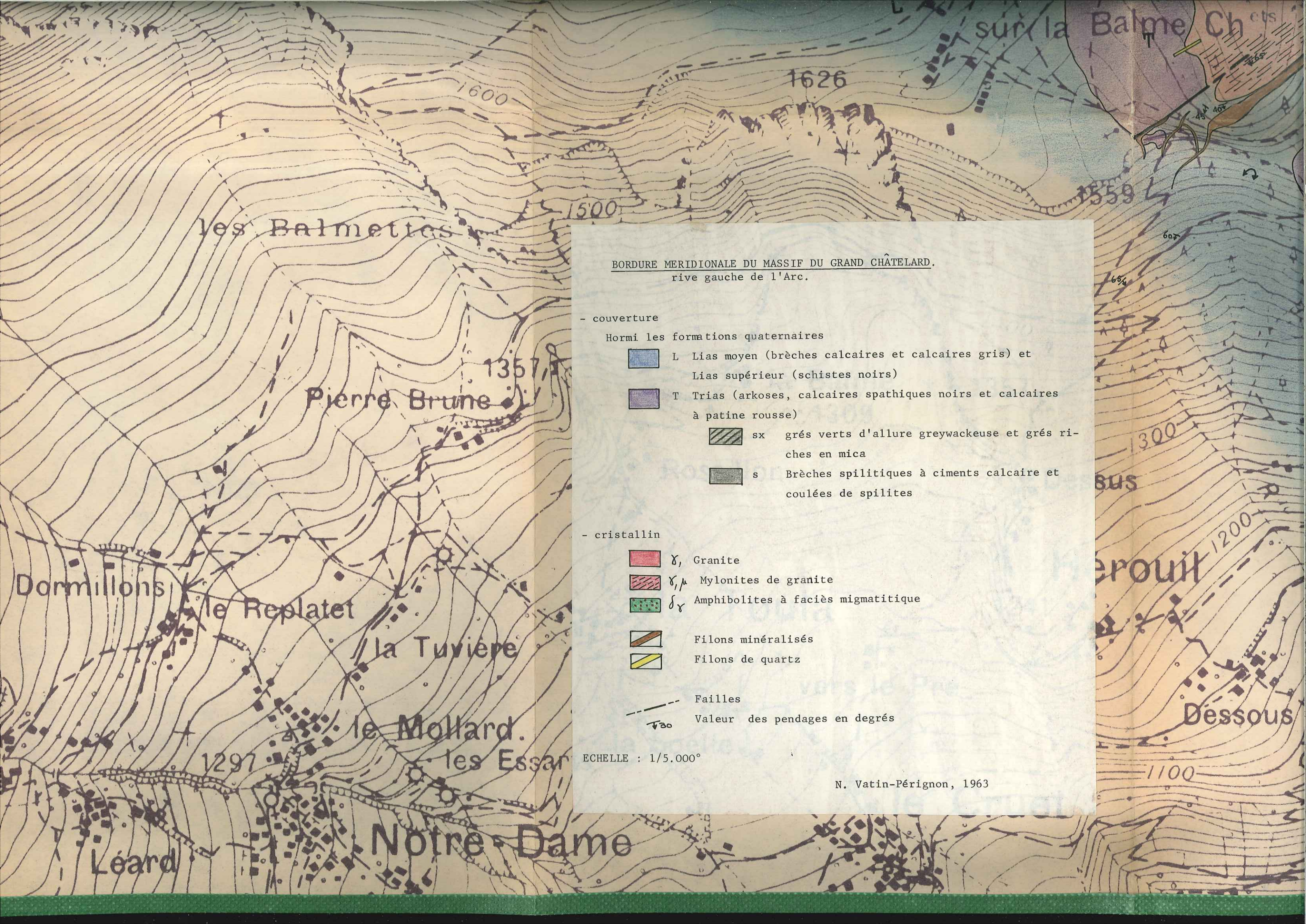
1783

854

1780

1755





1740








BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF DU GRAND CHÂTELARD.
rive gauche de l'Arc.


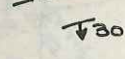
- couverture

Hormi les formations quaternaires

-  L Lias moyen (brèches calcaires et calcaires gris) et Lias supérieur (schistes noirs)
-  T Trias (arkoses, calcaires spathiques noirs et calcaires à patine rousse)
 -  sx grés verts d'allure greywackeuse et grés riches en mica
 -  s Brèches spilitiques à ciments calcaire et coulées de spilites

- cristallin

-  γ , Granite
-  γ_1 Mylonites de granite
-  $\delta\gamma$ Amphibolites à faciès migmatitique
-  Filons minéralisés
-  Filons de quartz

-  Failles
-  Valeur des pendages en degrés

ECHELLE : 1/5.000°

N. Vatin-Pérignon, 1963